

MYLONITY STREFY NIEMCZY

Stanisław MAZUR & Jacek PUZIEWICZ

Institut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

Mazur, S. & Puziewicz, J., 1995. Mylonity strefy Niemczy. Mylonites of the Niemcza Fault Zone (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 64: 23 - 52.

Abstract: The Niemcza Fault Zone, at the NE foreland of the Sudetes (SW Poland), consists of mylonitized Góry Sowie gneisses with intercalations of amphibolites, quartzo-graphitic schists and plutonic rocks. The mylonites are composed of fine-grained, in places laminated, matrix with porphyroclasts of plagioclase (20 - 30% an), garnet and, locally, cordierite. The matrix is formed of quartz and plagioclase (20% an), accompanied by syndeformational biotite and fibrolite or muscovite and chlorite. Biotite and fibrolite occur in mylonites deformed under the conditions of the amphibolite facies, whereas chlorite and muscovite occur in mylonites deformed under greenschist facies conditions.

There is abundant unambiguous evidence for non-coaxial deformation of the mylonites. Various kinematic indicators consistently indicate a sinistral sense of shear. The most frequent shear sense indicators are: S-C fabric, extensional crenulation cleavage, asymmetric tails around porphyroclasts, asymmetric pressure shadows and displaced broken crystals.

The gradual transition from the Góry Sowie gneisses to the mylonites demonstrates the progressive increase of strain. This is seen as a greater intensity of foliation, a reduction of grain-size and a decreasing number of porphyroclasts.

The mylonites were formed in a strike-slip, sinistral shear zone located in the gneisses along the eastern margin of the Góry Sowie gneissic block. The same deformation produced the dominant fabric in the mica schists of the Niemcza-Kamieniec Metamorphic Complex east of the Niemcza Zone.

Abstrakt: Strefa Niemczy na przedpolu Sudetów zbudowana jest z mylonitów powstałych w wyniku podatnej deformacji gnejsów sowiogórskich. W mylonitach występują wkładki amfibolitów i łupków kwarcowo-grafitowych oraz intruzje skal plutonicznych. Mylonity składają się z drobnoziarnistego, niekiedy laminowanego tła zawierającego porfiroklasty plagioklaz (20 - 30% an), granatu i lokalnie kordierytu. Tło składa się z kwarcu i plagioklaz (20% an), którym towarzyszą syndeformacyjne biotyt i fibrolit lub muskowit i chloryt. Biotyt i fibrolit występują w mylonitach, które ulegały deformacji w warunkach facji amfibolitowej, a chloryt i muskowit – w mylonitach, zdeformowanych w warunkach facji zieleńcowej.

Na niekoaksjalną deformację mylonitów wskazuje najczęściej występowanie więzby typu S-C, ekstensyjnego kłiważu krenulacyjnego, asymetrycznych ogonów porfiroklastów, asymetrycznych cieni ciśnienia, jak również ścięciowe przemieszczenie fragmentów porfiroklastów. Wszystkie te struktury wskazują konsekwentnie na lewoskrętny zwrot ścinania w trakcie mylonityzacji.

Występowanie ciągłych przejść pomiędzy gnejsami sowiogórskimi a mylonitami strefy Niemczy jest związane ze wzrostem wielkości odkształcenia. Przejście do mylonitów wyraża się przez zwiększenie gęstości foliacji, redukcję wielkości ziarna oraz spadek ilości porfiroklastów.

Mylonity strefy Niemczy powstały w przesuwowej, lewoskrętnej strefie ścinania, usytuowanej w gnejsach wzdłuż wschodniej krawędzi bloku sowiogórskiego. Ta sama deformacja wykształciła również dominujące struktury deformacyjne w łupkach lyszczykowych metamorfiku Niemczy-Kamieńca Ząbkowickiego występujących na wschód od strefy Niemczy.

Key words: Mylonites, Niemcza shear zone, Sudetes.

Manuscript received 1 February 1994, accepted 26 January 1995

WPROWADZENIE

Strefa dyslokacyjna Niemczy (Scheumann, 1937; Teisseyre *et al.*, 1957) przebiega południkowo wzdłuż wschodniej krawędzi bloku sowiogórskiego (Fig. 1). Na wschód od niej występują łupki lyszczykowe północnej części metamorfiku Niemczy-Kamieńca Ząbkowickiego (Fig. 1). Zdaniem Finckha (1925), Bederkego (1929), Meistera (1932) oraz Dziedzicowej (1985, 1987) skały występujące w strefie Niemczy są zmeta-

morfizowanymi łupkami pochodzenia osadowego. Scheumann (1937) uznał je za mylonity powstałe z gnejsów sowiogórskich.

Celem naszej pracy jest przedstawienie wyników badań stawiających w nowym świetle pochodzenie skał strefy Niemczy oraz dokładniejsze niż dotychczas wyznaczenie wschodniej granicy tej jednostki. Nasze badania objęły, oprócz strefy Niemczy, niektóre partie sąsiadującej z nią części bloku sowiogórskiego oraz północną część metamorfiku Niemczy-Ka-

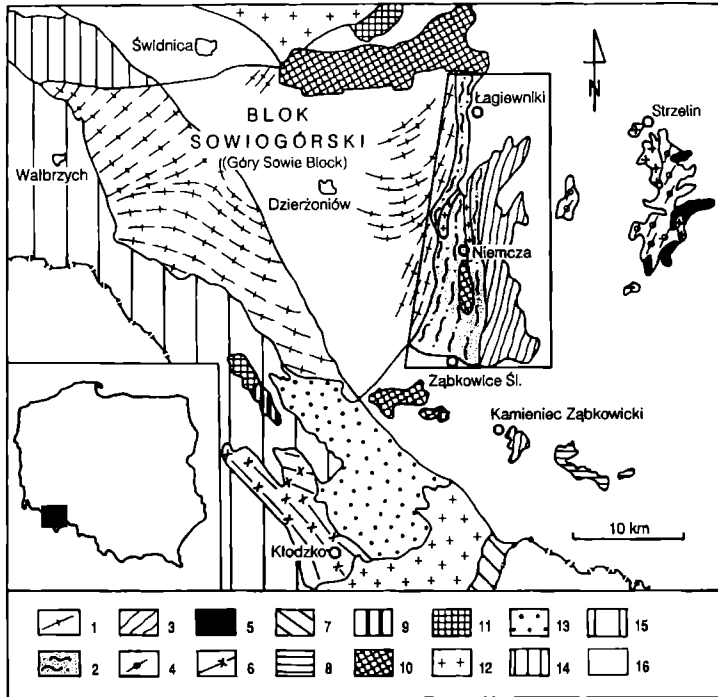


Fig. 1. Położenie obszaru badań na tle budowy geologicznej regionu.

1 – gnejsy sowiogórskie, 2 – mylonity strefy Niemczy, 3 – łupki metamorfiku Niemczy-Kamieńca Ząbkowickiego, 4 – gnejsy metamorfiku Wzgórz Strzelińskich i Wzgórz Lipowych, 5 – kwarcyty metamorfiku Wzgórz Strzelińskich, 6 – skały metamorfiku kłodzkiego, 7 – gnejsy i łupki Gór Złotych, 8 – gnejsy i amfibolity metamorfiku Doboszowic, 9 – diabazy masywu Nowej Rudy, 10 – serpentynity, 11 – gabra, 12 – granitoidy, 13 – skały osadowe struktury bardzkiej, 14 – skały osadowe depresji Świebodzic, 15 – skały osadowe i wulkaniczne depresji śródsudeckiej, 16 – osady kenozoiczne

Regional setting of the study area.

1 – the Góry Sowie gneisses, 2 – mylonites of the Niemcza Zone, 3 – schists of the Niemcza-Kamieniec Ząbkowicki metamorphic complex, 4 – gneisses of the Wzgórz Strzelińskie and Wzgórz Lipowe metamorphic complex, 5 – quartzites of the Wzgórz Strzelińskie metamorphic complex, 6 – rocks of the Kłodzko metamorphic complex, 7 – gneisses and schists of the Złote Mts., 8 – gneisses and amphibolites of the Doboszowice metamorphic complex, 9 – diabases of the Nowa Ruda massif, 10 – serpentinites, 11 – gabbros, 12 – granitoids, 13 – sedimentary rocks of the Bardo Basin, 14 – sedimentary rocks of the Świebodzice Basin, 15 – sedimentary and volcanic rocks of the Intra-sudetic Basin, 16 – Cenozoic sediments

mieńca Ząbkowickiego (Fig. 2). Poniżej prezentujemy wyniki badań petrologicznych oraz mezo- i mikrostrukturalnych skal metamorficznych występujących na tym obszarze (z wyjątkiem amfibolitów i serpentynitów).

ZARYS GEOLOGII STREFY NIEMCZY I HISTORIA BADAŃ

W strefie Niemczy dominują drobnoziarniste lub afanitowe sfoliowane skały metamorficzne barwy brązowej, szarej lub czarnej. Miejscami zawierają one pakiety gnejsów sowiogórskich o miąższości od kilku centymetrów do kilkudziesięciu metrów. Na obszarze strefy Niemczy występują także podrzędnie łupki kwarcowo-grafitowe i amfibolity. Liczne są również drobne intruzje skał plutonicznych z grupy granitoidów i syenitoidów/diorytoidów. W południowej części strefy Niemczy odsłania się serpentynitowy masyw Szklar.

Foliacja w skałach strefy Niemczy ma bieg NNE-SSW i wykazuje najczęściej stromy upad (Fig. 2). Lineacja mineralna zanurza się pod niewielkim kątem na SSW. Podobnie jest także zorientowana lineacja w przyległych częściach bloku sowiogórskiego i metamorfiku Niemczy-Kamieńca Ząbkowickiego.

Zdaniem Finckha (1925) i Meistera (1932) skały strefy Niemczy, określane przez nich jako zmetamorfizowane łupki paleozoiczne, zostały przeobrażone w warunkach epimetamorficznych. Lokalny wzrost stopnia ich metamorfizmu wiązać się miał z późniejszym termicznym oddziaływaniem intruzji

waryscyjskich granitoidów (Bederke, 1929; Meister, 1932). Dziedzicowa (1963, 1985, 1987) opowiedziała się za poglądem o osadowej genezie łupków metamorficznych, dominującym jej zdaniem w strefie Niemczy. W skałach określanych jako metapsamity (Dziedzicowa, 1987), autorka ta opisała zespół minerałów obejmujący granat, kordieryt, fibrolit, andaluzyt, biotyt, muskowitz, plagioklaz (An_{24-40}), skałek potasowy i kwarc.

Dziedzicowa & Górecka (1965) stwierdziły występowanie mikrospor o wieku górny wizen-dolny namur w łupkach biotytowo-granatowych należących do strefy Niemczy. Próbkę badaną przez te autorki pochodziły z nieistniejącego już dziś wkopu na południe od Przystronia. Wiek granodiorytu z Koźmic (Fig. 2) oznaczony na cyrkonach metodą U-Pb wynosi 338E4 mln lat (Oliver *et al.*, 1993). Wiek hornblendy badany metodą $^{40}Ar/^{39}Ar$ wynosi ~340 mln lat dla granodiorytu z Koźmic (Dallmeyer, inf. ustna) i ~332 mln lat dla granodiorytu z Niemczy (Steltenpohl *et al.*, 1993).

Bederke (1929) uznał strefę Niemczy za płytki rów tektoniczny wypełniony słabo zmetamorfizowanymi osadami. Zdaniem Scheumanna (1937) stanowi ona strefę dyslokacyjną, a skały makroskopowo przypominające szarogłazy, kwarcyty i arkozy są w rzeczywistości mylonitami powstałymi ze skał krystalicznych (gnejsów sowiogórskich i skał magmowych). Scheumann oparł swój pogląd na analizie profilu w jarze Piekiełko na zachód od Niemczy. Obserwować tam można stopniowe przejście gnejsów w mylonity poprzez szereg odmian pośrednich, różniących się stopniem zaawansowania mylonityzacji. Scheumann

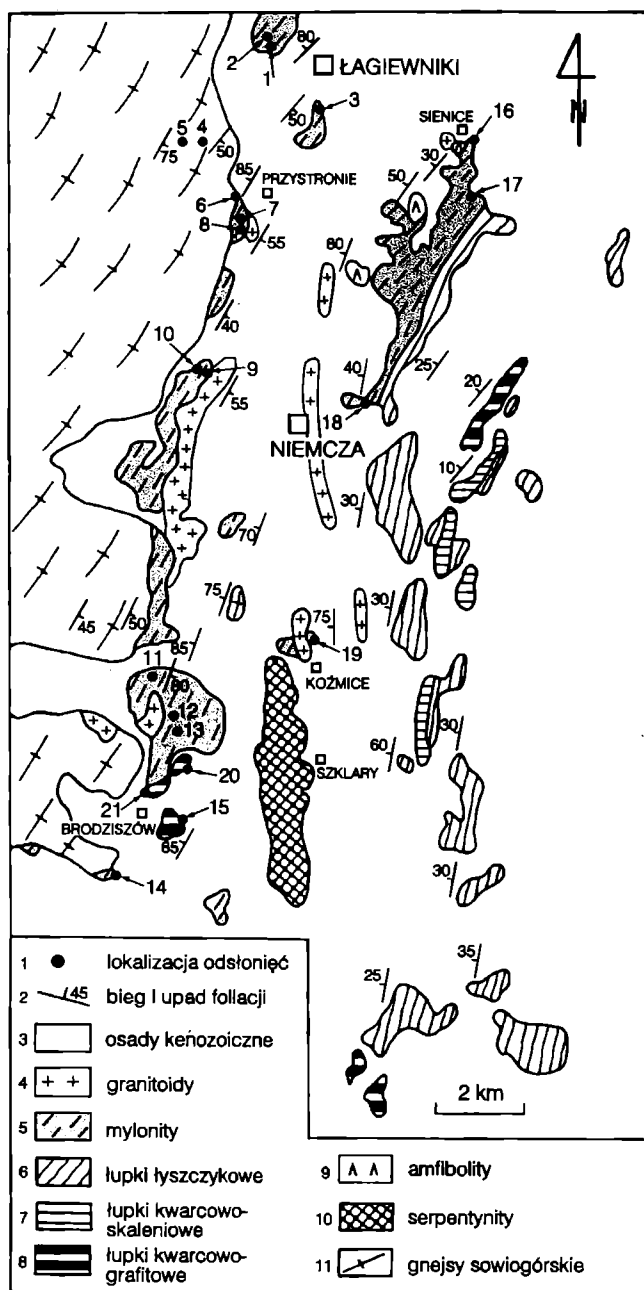


Fig. 2. Szkiecowa mapa geologiczna strefy Niemczy i obszarów przyległych (na podstawie map Tietzego, 1919; Finckha, 1925; Meistersa, 1932; Wójcika, 1968; Berezowskiej *et al.*, 1971; Badury & Dziemiańczuk, 1981; Cwojdziańskiego & Walczak-Augustyniak, 1983; ze zmianami autorów)

Geological sketch map of the Niemcza Zone and adjacent areas (based on modified maps of Tietze, 1919; Finckh, 1925; Meister, 1932; Wójcik, 1968; Berezowska *et al.*, 1971; Badura & Dziemiańczuk, 1981; Cwojdziański & Walczak-Augustyniak, 1983).

1 - exposure localities, 2 - strike and dip of foliation, 3 - Cenozoic sediments, 4 - granitoids, 5 - mylonites, 6 - mica schists, 7 - quartzo-feldspatic schists, 8 - quartzo-graphitic schists, 9 - amphibolites, 10 - serpentinites, 11 - the Góry Sowie gneisses

(1937) jako pierwszy określił obszar występowania mylonitów terminem "die Bewegungszone von Nimptsch", który po spolszczeniu przez Teissyre'a *et al.* (1957) przyjął formę "strefa dyslokacyjna Nie-

mczy". Poglądy Scheumanna zostały częściowo przyjęte przez Berezowską *et al.* (1974) oraz Cwojdziańskiego & Walczak-Augustyniak (1983), którzy na arkuszach Łagiewniki i Niemcza Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000 większość skał strefy Niemczy oznaczyli jako mylonity. Mazur & Puziewicz (1992) uznali strefę Niemczy za przesuwczą strefę ścinania o lewoskrętnym zwrocie przemieszczeń. Podobną interpretację przedstawili nieco później Cymerman (1993) i Cymerman & Piasecki (1994).

Na zachód od strefy Niemczy występują średnioziarniste, warstewkowo- lub smużyasto-soczewkowe gnejsy sowiogórskie. Dziedzicowa (1963, 1987) stwierdziła w nich występowanie kordierytu, sylimanitu, granatu, skalenia potasowego i lokalnie andalazytu bądź dystenu. Od wschodu strefa Niemczy graniczy z łupkami łuszczykowymi zawierającymi granat i staurolit, a lokalnie andalazyt oraz dysten (Dziedzicowa, 1966).

METODY BADAŃ

Preparaty mikroskopowe służące do obserwacji mikrostrukturalnych i petrograficznych zostały wycięte prostopadłe do foliacji i równoległe do lineacji skał. Oprócz badań mikrostrukturalnych i petrograficznych wykonywaliśmy obserwacje reprezentatywnych próbek przy pomocy detektora elektronów wstecznie rozproszonych. Pozwoliły one na poznanie struktur skał i poszczególnych minerałów w skali do około 1 μm . W Tabeli 1 przedstawiamy szczegóły dotyczące lokalizacji miejsc pobrania opisanych przez nas próbek. Pomijamy nie będące przedmiotem tej pracy amfibolity i serpentynity.

Analizy chemiczne minerałów wykonane zostały przy pomocy mikros sondy elektronowej typu CAMECA/CAMEBAX w pracowni Uniwersytetu w Hannoverze (Niemcy). Warunki pracy aparatu: napięcie przyspieszające 15 kV, natężenie prądu wiązki 18 nA, program korekcyjny PAP (Pochou & Pichoir, 1984). Pełny zestaw (tylko skały występujące w strefie Niemczy) obejmuje 13 analiz kordierytu, 41 biotyту, 14 chlorytu, 30 muskowitu, 43 granatu i 88 plagioklastu.

PETROGRAFIA

Terminem "mylonit" określamy w naszej pracy drobnoziarnistą, laminowaną skałę, która powstała wskutek plastycznego płynięcia i dynamicznej rekrytalizacji w warunkach podwyższonego ciśnienia i temperatury. Mylonity tworzą się zwykle w podatnych strefach ścinania i charakteryzują dużymi wartościami odkształcenia całkowitego (Bell & Etheridge, 1973; Tullis *et al.*, 1982; Wise *et al.*, 1984; Lister & Snoke, 1984). W mylonitach mogą występować duże, po-

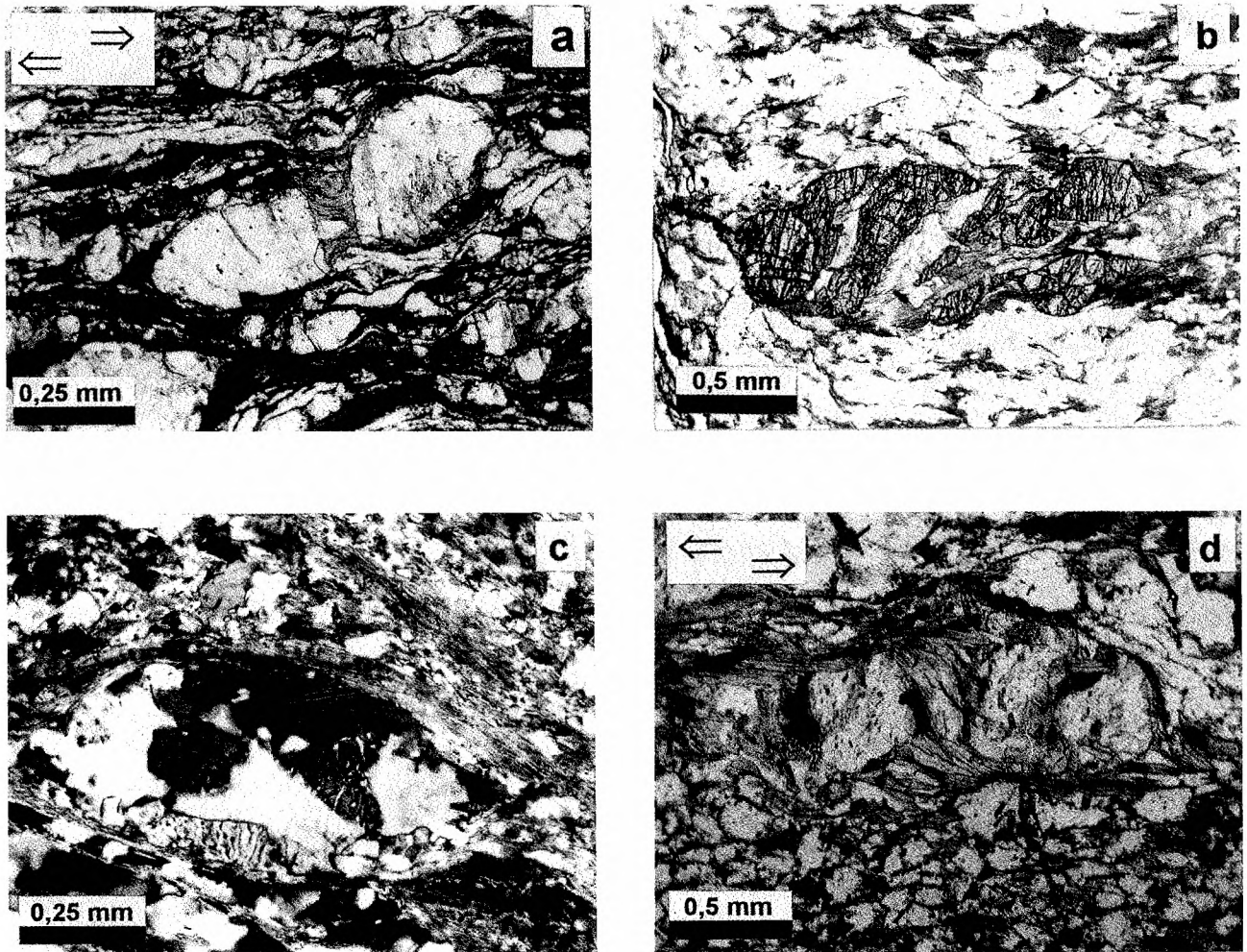


Fig. 3. Porfiroklasty w mylonitach strefy Niemczy.

(a) Rozsunięty kryształ plagioklazu w mylonicie z odsłonięcia 19 (szczyt wzgórza Strach koło Koźmic). W cieniu ciśnienia między jego fragmentami występuje chloryt. Zwrot ścinania wskazują strzałki. (b) Rozciągnięty porfiroklast granatu w skale z odsłonięcia 4 (okolice Przysroń). Przestrzenie między jego fragmentami wypełniają kordieryt i biotyty. (c) Myrmekit występujący w soczewkowatym kryształe skalenia potasowego wzdłuż krawędzi równoległych do powierzchni S. Mylonit z odsłonięcia 7 (okolice Przysroń). (d) Asymetrycznie wydłużone skupienie ziarn kordierytu w mylonicie z odsłonięcia 8 (okolice Przysroń). W cieniu ciśnienia występuje biotyty. Widoczna laminacja skały, spowodowana różnicami wielkości ziarn. Zwrot ścinania wskazują strzałki.

Porphyroclasts in the mylonites of the Niemcza Zone

(a) Displaced broken plagioclase crystal in the mylonite from exposure no. 19 (the top of Strach Hill near Koźmic). Chlorite occurs in the pressure shadow. Arrows indicate the sense of shear. (b) Stretched garnet porphyroclast in the rock from exposure no. 4 (close to Przysroń). Cordierite and biotite occur between its fragments. (c) Myrmekite occurring parallel to the S planes in lens-shaped K-feldspar. The mylonite from exposure no. 8 (close to Przysroń). (d) Asymmetrically elongated aggregate of cordierite grains in the mylonite from exposure no. 8 (close to Przysroń). Biotite occurs in the pressure shadow. The lamination due to grain size differences is visible. Arrows indicate the sense of shear.

jedyncze kryształy lub ich agregaty, często odkształcone w sposób podatny lub kruchy, zwane porfiroklastami.

Mylonity występujące w strefie Niemczy składają się głównie z plagioklazu, kwarcu i biotyty. Często obecne są w nich fibrolit oraz granat. Biotytowi towarzyszą niekiedy pokaźne ilości mineralów nieprzezroczystych. Lokalnie jako minerał skalotwórczy pojawia się kordieryt.

W kilku miejscach odsłaniają się mylonity, w któ-

rych plagioklaz jest intensywnie zsercytyzowany. Biotyt jest w nich nieobecny lub występuje podrzędnie. Zawierają one znaczne ilości chlorytu i muskowitu oraz mineralów nieprzezroczystych.

Zasadniczymi elementami więzby mylonitów są porfiroklasty oraz bardzo drobnoziarniste tło skalne, występujące w różnych proporcjach. Porfiroklasty to najczęściej plagioklaz (Fig. 3a), a niekiedy granat (Fig. 3b), skałen potasowy (Fig. 3c) lub kordieryt (Fig. 3d).

Tabela (Table) 1

Lokalizacja odsłoneń
Location of exposures described in the text and shown in the Fig. 2

Nr odsłoneń	Lokalizacja
1	Niewielki kamieniołom na południowych stokach wzgórza 200,3 na północ od drogi Łagiewniki-Dzierżoniów, na wysokości ostatnich zabudowań Łagiewnik; stąd pochodzi próbka 1 Scheumanna (1937) opisana na str. 232-233 jego pracy
2	Niewielki kamieniołom na zachodnim stoku wzgórza 200,3, około 250 m na północ od odsłoneń nr 1
3	Stroma skarpa po wschodniej stronie bezimiennego strumienia na południe od Łagiewnik, na wysokości wsi Ratajno, w miejscu gdzie strumień wygina się maksymalnie ku zachodowi; znajduje się tam okresowo wypełniane sztuczne jezioro
4	Kamieniołom na południe od wsi Ratajno, na zachód od drogi Ratajno-Przystronie, w pobliżu jej skrzyżowania z drogą Ratajno-Ligota Wlk.
5	Kamieniołom na zachód od drogi Ratajno-Ligota Wlk., w pobliżu jej skrzyżowania z drogą Ratajno-Przystronie, około 500 m na zachód od odsłoneń nr 4
6	Oddalone od siebie o około 200 m odsłoneń w skarpie na prawym brzegu doliny bezimiennego strumienia na zachód od wsi Przystronie
7	Wschodni i północno-wschodni stok wzgórza 244,5 na południe od drogi Przystronie-Ligota Wlk., w pobliżu Przystronia; odsłoneń przy polnej drodze oraz kamieniołom w pobliżu szczytu wzgórza
8	Kamieniołom w pobliżu szczytu wzgórza 244,5 na południe od drogi Przystronie-Ligota Wlk., około 400 m na południe od odsłoneń 7
9	Jar Piekielko na zachód od Niemczy, skałki występujące kilkadziesiąt m na zachód od wychodni granodiorytu
10	Jar Piekielko na zachód od Niemczy, skałki występujące około 500 m na zachód od wychodni granodiorytu
11	Mały kamieniołom na południe od drogi Pilawa Grm.-Przerzeczyn, na południowym zboczu wzgórza 364,0; stąd pochodzą próbki 2a,c Scheumanna (1937) opisane na str. 236 jego pracy
12	Szczyt wzgórza 370,2 na południe od toru kolejowego Pilawa Górna - Przerzeczyn
13	Szczyt wzgórza 368,0 na wschód od północnej części Brodziszowa
14	Wzgórze 330 na SW od Brodziszowa, około 200 m na SE od wierzchołka
15	Kamieniołom na wzgórzu Buk na wschód od południowych zabudowań Brodziszowa
16	Niewielki kamieniołom na północnym stoku wzgórza 193,2, na północ od szosy Sienice-Księginice Wielkie
17	Duży kamieniołom na południe od szosy Sienice-Księginice Wielkie, kilkaset m na zachód od ostatnich zabudowań Księginic
18	Niewielki kamieniołom na południowo-zachodnich stokach wzgórza 344,0, około 1,3 km na wschód od Niemczy
19	Szczyt wzgórza Strach koło Koźmic
20	Wzgórze położone na południe od wzgórza 368,0 (odsl. 13) na NE od Brodziszowa
21	Wzgórze 359,0 na E od Brodziszowa

Mylonity plagioklazowo-kwarcowo-biotytowe z kordierytom

Mylonity takie występują w odsłoneń 7, 8 i 4 (Fig. 2, Tab. 1). Składnikami pobocznymi są skałki potasowe, fibrolit, granat i myrmekit.

W odsłoneń 7 koło Przystronia (Tab. 1) występują mylonity zbudowane z izolowanych kryształów plagioklaz, skalenia potasowego i kordierytu oraz wydłużonych agregatów kwarcowych, które tkwią w drobnoziarnistym tle złożonym z kwarcu, plagioklaz i biotytu. Rozmiary porfiroklastów i agregatów dochodzą do 2 mm długości i 1 mm grubości.

Większość ziarn skaleni ma wyciągnięte, asymetryczne formy. Kryształy skalenia potasowego są kła-

rowne, nie zawierają też przerostów pertytowych. Pospolicie występuje w nich myrmekit, a niekiedy agregat drobnych ziarn skaleniowych (Fig. 3c). Miejscami występują nieliczne auto- lub hipautomorficzne ziarna granatu o średnicy 0,1 - 0,5 mm. Porfiroklasty spinityzowanego kordierytu mają najczęściej długość od kilku dziesiątych do około 1 milimetra. Kwarc z tła skały tworzy drobne (kilka setnych mm), izometryczne ziarna o nierównych kształtach, nieznacznie faliste wygaszające. W agregatach kwarcowych występują suturowo pozazębiane ziarna o falistym wygaszaniu. Biotyt tworzy warstewki lub występuje w tle skalnym. Jego blaszki mają zazwyczaj długość 0,005 - 0,010 mm i charakteryzują się bardzo niejednorod-

Tabela (Table) 2

Reprezentatywne analizy chemiczne plagioklastu z mylonitów strefy Niemczy
Representative chemical analyses of plagioclase from the mylonite rocks of the Niemcza Zone

Nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	63,33	63,86	64,80	63,22	65,31	64,63	63,91	64,86	62,61	63,84	61,95	62,97	63,34	62,94	63,44	62,19	62,13	64,05	67,52	65,23	71,03	71,55	66,39	61,57
Al ₂ O ₃	23,05	23,06	23,11	23,13	23,16	23,29	23,34	23,11	24,57	22,68	24,38	24,40	24,11	23,89	23,63	23,81	23,86	23,45	22,69	23,54	19,26	19,71	21,88	24,16
Fe ₂ O ₃ ^{a)}	0,37	0,25	0,12	0,00	0,28	0,29	0,11	0,02	0,20	0,11	0,09	0,02	0,24	0,18	0,16	0,01	0,01	0,04	0,15	0,19	0,02	0,06	0,14	0,00
CaO	3,99	3,97	4,02	4,09	4,01	4,14	4,30	4,01	5,63	4,63	5,89	5,64	5,23	5,42	5,04	5,49	4,75	4,58	3,10	4,32	0,04	0,04	0,11	2,93
Na ₂ O	9,03	9,10	8,96	8,86	7,73	8,27	8,64	8,31	7,74	9,16	8,84	8,27	7,55	8,41	8,32	8,25	8,55	8,91	8,20	8,50	10,59	9,93	9,26	8,02
K ₂ O	0,16	0,18	0,26	0,36	0,09	0,07	0,09	0,15	0,11	0,13	0,08	0,10	0,06	0,09	0,12	0,23	0,12	0,23	0,12	0,10	0,10	0,18	0,07	0,06
suma	99,93	100,42	101,27	99,66	100,58	100,69	100,39	100,46	100,46	100,86	100,54	101,23	101,42	100,52	100,93	100,71	99,99	99,41	101,13	101,75	101,96	101,02	101,42	100,71
or	1	1	2	2	1	0	1	1	1	1	0	1	0	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	1
ab	80	80	79	78	77	78	78	78	71	78	73	72	72	73	74	72	76	77	82	77	99	99	85	71
an	19	19	19	20	22	22	21	21	28	21	27	27	28	26	25	27	23	22	17	22	1	1	15	28

a) całe żelazo jako Fe₂O₃ (total Fe as Fe₂O₃)

* mocno zawyżone sumy są związane z kontaminacją obszaru analizy przez wrostki serycytu (superfluous totals are due to analysis area contamination by sericite intergrowths)

Odsłonięcie nr 7: 1, 2 - brzeg i środek (odpowiednio) małego ziarna z tła skały; 3, 4 - brzeg i środek (odpowiednio) porfiroklastu;

Odsłonięcie nr 8: 5, 6 - brzeg i środek (odpowiednio) małego ziarna z tła skały; 7, 8 - brzeg i środek (odpowiednio) porfiroklastu;

Odsłonięcie nr 2: 9, 10 - brzeg i środek (odpowiednio) plamistego porfiroklastu; 11, 12 - brzeg i środek (odpowiednio) plamistego porfiroklastu;

Odsłonięcie nr 20: 13, 14 - brzeg i środek (odpowiednio) dużego ksenomorficznego ziarna; 15, 16 - koniec i środek niewielkiego, silnie wydłużonego ziarna

Odsłonięcie nr 17: 17, 18 - brzeg i środek (odpowiednio) kryształu plagioklastu; 19, 20 - brzeg i środek (odpowiednio) zsercytowanego ziarna plagioklastu

Zmylonityzowany lupek tyszczkowy ze wzgórz Brzeźnik: 21, 22 - brzeg i środek (odpowiednio) porfiroklastu albitu; 23, 24 - pojedyncze ziarna z tła skalnego

Tabela (Table) 3

Reprezentatywne analizy chemiczne i wzory strukturalne ($O^{2-} = 22$) biotyty z mylonitów strefy Niemczy
 Representative chemical analyses and structural formulae ($O^{2-} = 22$) of biotite from the mylonites the Niemcza Zone

Nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	34,07	34,14	34,08	34,45	34,96	34,19	36,05	34,89	35,10	34,65	35,59	35,23
TiO ₂	1,73	2,10	2,27	3,76	2,20	3,40	2,32	2,54	2,72	2,77	2,11	1,62
Al ₂ O ₃	19,05	20,06	19,03	19,58	19,71	19,40	20,34	18,73	18,54	18,86	18,78	19,22
FeO ^{a)}	23,77	22,05	23,90	20,44	21,34	21,20	18,19	21,49	20,17	19,68	20,04	20,62
MnO	0,47	0,33	0,48	0,29	0,42	0,19	0,15	0,27	0,28	0,18	0,21	0,19
MgO	6,91	7,00	6,29	7,52	8,44	7,12	9,24	8,58	9,02	9,30	8,82	8,94
Na ₂ O	0,03	0,16	0,10	0,32	0,25	0,25	0,41	0,07	0,22	0,22	0,15	0,09
K ₂ O	9,17	9,45	9,06	9,04	8,78	9,29	8,68	9,40	9,41	9,37	9,68	9,46
suma	95,19	95,29	95,20	95,39	96,11	95,05	95,38	95,98	95,40	95,15	95,38	95,36
Si	5,32	5,28	5,32	5,27	5,31	5,28	5,41	5,34	5,37	5,31	5,44	5,39
Al ^{IV}	2,68	2,72	2,68	2,73	2,69	2,72	2,59	2,66	2,63	2,69	2,56	2,61
Al ^{VI}	0,83	0,94	0,83	0,80	0,85	0,81	1,01	0,72	0,71	0,72	0,82	0,86
Ti	0,20	0,24	0,27	0,43	0,25	0,39	0,26	0,29	0,31	0,33	0,24	0,19
Fe	3,10	2,85	3,12	2,61	2,71	2,74	2,28	2,75	2,58	2,52	2,56	2,64
Mn	0,06	0,04	0,06	0,04	0,05	0,02	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02
Mg	1,61	1,61	1,46	1,71	1,91	1,64	2,07	1,96	2,06	2,12	2,01	2,04
Na	0,01	0,05	0,03	0,09	0,07	0,08	0,12	0,02	0,07	0,06	0,05	0,03
K	1,83	1,86	1,81	1,76	1,70	1,83	1,66	1,83	1,84	1,83	1,89	1,85
fm	0,66	0,64	0,68	0,60	0,59	0,63	0,52	0,58	0,56	0,54	0,56	0,56

a) całe żelazo jako FeO (total Fe as FeO)
 fm = Fe/(Fe + Mg)

Odsłonięcie nr 7: 1 - brzeżna część blaszki biotyty, kontaktująca bezpośrednio z granatem (analiza 1 w tabeli 3); 2 - brzeżna część blaszki biotyty, kontaktująca bezpośrednio z granatem (analiza 3 w tabeli 3); 3 - brzeżna część blaszki biotyty, kontaktująca bezpośrednio z granatem (analiza 5 w tabeli 3);

Odsłonięcie nr 8: 4 - brzeżna część blaszki biotyty, kontaktująca bezpośrednio z kordierytym (analizy 1 i 2 w tabeli 4); 5 - blaszka biotyty z ła skały; 6 - blaszka tworząca wrostek w kordierycie (analizy 3 i 4 w tabeli 4);

Odsłonięcie nr 20: 7, 8 - blaszki biotyty występujące w agregatach chlorytowo-muskowitowych;

Odsłonięcie nr 17: 9, 10 - pojedyncze blaszki biotyty;

Zmylonityzowany lupek łyszczkowy ze wzgórze Brzeznik: 11, 12 - blaszki biotyty z warstewek łyszczkowych.

nymi barwami interferencyjnymi. Biotyt zawiera często bardzo drobne igielki fibrolitu. Włókniste agregaty fibrolitu o grubości około 0,05 mm otaczają kryształy kordierytu i agregaty kwarcowe lub występują w obrębie warstewek biotyty. Mineralem akcesorycznym jest występujący bardzo rzadko turmalin, którego słupki mają 0,1 - 0,2 mm.

Plagioklaz, niezależnie od rozmiarów ziarn, ma od 18 do 20% anortytu i nie wykazuje budowy pasowej (Tab. 2). Biotyt zawiera od 1,7 do 2,7% wag. TiO₂. Stosunek Fe/(Fe+Mg) zmienia się w tym mineralu od 0,64 do 0,68 (Tab. 3). Środkowe części ziarn granatu zawierają 74 - 75% almandynu i 13 - 14% spessartynu. Na brzegach ilość almandynu spada do 71%, a spes-

sartynu wzrasta do 19 - 20% (Tab. 4). W ziarnach granatu sporadycznie występują ksenomorficzne, zaokrąglone wrostki magnetytu. Silna pinityzacja kordierytu uniemożliwiła oznaczenie składu chemicznego tego mineralu.

Mylonity z odsłonięcia 8 (okolice Przyszronia) są podobne do opisanych powyżej; lokalnie wykazują laminację spowodowaną różnicami wielkości ziarn (Fig. 3d). Zawierają duże ilości kordierytu, który występuje zarówno jako porfiroklasty (Fig. 3d), jak i w tle skały. Niektóre, najczęściej małe, jego ziarna są czyste, większe wykazują lokalną pinityzację. Ziarna spinityzowane w całości są bardzo rzadkie. W niektórych partiach skały w biotycie obok fibrolitu wystę-

Tabela (Table) 4

Reprezentatywne analizy chemiczne granatu z mylonitów strefy Niemczy
Representative chemical analyses of garnet from the mylonites of the Niemcza Zone

Nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	36,94	36,34	36,38	36,40	34,49	36,70	36,88	36,52	37,25	36,57	36,90	36,49	37,27	37,16	36,79
Al ₂ O ₃	20,74	20,61	20,89	20,73	20,79	20,79	20,57	20,88	20,37	20,41	21,38	21,12	20,88	21,10	20,89
FeO ^{a)}	32,96	34,26	33,37	34,10	33,77	34,03	32,28	33,99	29,04	27,55	31,29	32,22	32,07	32,30	31,94
MnO	8,28	6,36	7,03	5,98	7,35	6,47	8,80	6,54	10,11	11,71	6,87	6,02	6,64	5,52	6,14
MgO	1,98	2,32	2,24	2,37	2,23	2,36	1,86	2,35	2,28	1,60	3,70	3,50	3,53	3,63	3,47
CaO	0,57	0,70	0,61	0,65	0,63	0,59	0,66	0,66	1,39	1,16	0,94	0,90	0,88	0,84	0,91
suma	101,48	100,58	100,52	100,13	101,26	100,95	101,05	100,94	100,44	99,00	101,08	100,26	101,27	100,55	100,14
alm	72	75	74	76	73	75	71	74	64	63	68	70	69	71	70
sp	19	14	16	13	16	14	20	15	23	27	15	13	15	12	14
py	8	9	9	9	9	9	7	9	9	7	14	14	14	14	14
gr	2	2	2	2	2	2	2	2	4	3	3	3	2	2	3

a) całe żelazo jako FeO (total Fe as FeO)

Odsłonięcie nr 7: 1,2 - brzeg i środek (odpowiednio) automorficznego ziarna granatu kontaktującego z biotytem (analiza 1 w tabeli 2); 3, 4 - brzeg i środek (odpowiednio) automorficznego ziarna granatu kontaktującego z biotytem (analiza 2 w tabeli 2); 5,6 - brzeg i środek (odpowiednio) automorficznego ziarna granatu kontaktującego z biotytem (analiza 3 w tabeli 2); 7, 8 - brzeg i środek (odpowiednio) automorficznego ziarna granatu;

Odsłonięcie nr 2: 9, 10 - brzeg i środek (odpowiednio) wydłużonego ziarna granatu;

Odsłonięcie nr 20: 11, 12 - brzeg i środek (odpowiednio) wydłużonego, nieznacznie splekanego ziarna granatu; 13, 14, 15 - środek, partia pośrednia i brzeg wydłużonego, splekanego ziarna granatu.

pują nagromadzenia niewielkich grudek minerałów nieprzezroczystych. Obserwacje przy pomocy detektora elektronów wstecznie rozproszonych wykazują, że substancja widoczna w mikroskopie optycznym jako fibrolit jest w rzeczywistości mieszaniną kryształków sylimanitu o grubości od ułamka mikrona do kilku mikronów oraz kwarcu.

Plagioklaz zawiera 21 - 23% anortytu (Tab. 2), a porfiroklasty nie różnią się składem od ziarn z tła skały. Ilość TiO₂ w biotycie zmienia się od 2,3 do 3,8% wag., a stosunek Fe/(Fe+Mg) od 0,58 do 0,63 (Tab. 3). Kordieryt charakteryzuje się stosunkiem Fe/(Fe+Mg) wynoszącym 0,41 - 0,46 i zawartością Na₂O w przedziale 0,25 - 0,50% wag. (Tab. 5). W porfirokryształach tego minerału żelazo i magnez są rozmieszczone jednorodnie.

W mylonitach z odsłonięcia 4 (na W od Przystonia) większość ziarn plagioklazu ma hipautomorficzne, ostrokrawędziste formy. Kordieryt jest nieliczny i całkowicie spinityzowany. Niektóre blaszki biotyty zawierają cienkie pakiety muskowitu o grubości kilku setnych milimetra. W sąsiedztwie biotyty występują liczne, wydłużone skupienia minerałów nieprzezroczystych, mające najczęściej długość 0,1 - 0,3 mm i grubość 0,05 - 0,2 mm. Granat tworzy ksenomorficzne, silnie splekane i niekiedy wydłużone ziarna o średnicy 0,1 - 0,5 mm. Pospolite są zespoły blisko

położonych, ksenomorficznych ziarn granatu, których forma wskazuje, że powstały w wyniku rozdrobnienia pojedynczego kryształu (Fig. 3b).

Mylonity plagioklazowo-kwarcowo-biotytowe

Mylonity te, występujące w odsłonięciach 6, 9, 10, 11, 12, 13, 14 i 15 (Fig. 2, Tab. 1), nie zawierają kordierytu, a poza tym różnią się od opisanych powyżej jedynie szczegółami.

W odsłonięciach 9 i 10 (jar Piekietko koło Niemczy) tworzą one wkładki w gnejsach sowiogórskich. Da się tu prześledzić ich przejścia w gnejsy, polegające na stopniowym wzroście wielkości ziarn, eliminacji drobnoziarnistego tła skalnego i zmniejszeniu ilości fibrolitu. Gnejsy zbudowane są z ziarn mineralnych, których rozmiary są o 1 - 2 rzędy większe, i nie zawierają fibrolitu. Mylonity plagioklazowo-kwarcowo-biotytowe wykazują w niektórych partiach wyraźną laminację. Laminy mają najczęściej miąższość 2 - 10 mm, a różnią się między sobą zawartością łuszczyków oraz wielkością ziarna. Laminy ubogie w biotyt składają się z ziarn o średnicy 0,2 - 0,5 mm. W jarze Piekietko występują także mylonity plagioklazowo-kwarcowo-biotytowe z kordierytem i skaleniem potasowym (Dziedzicowa, 1963).

W odsłonięciu 11 (na N od Brodziszowa) wystę-

Tabela (Table) 5

Reprezentatywne analizy chemiczne i wzory strukturalne ($O^{2-} = 18$) kordierytu z mylonitów strefy Niemczy

Representative chemical analyses and structural formulae ($O^{2-} = 18$) of cordierite from the mylonites of the Niemcza Zone

Nr	1	2	3	4
SiO ₂	48,32	48,15	47,05	47,25
Al ₂ O ₃	32,35	32,49	32,45	32,81
FeO ^{a)}	10,06	9,61	9,53	9,73
MnO	0,59	0,61	0,79	0,75
MgO	6,74	6,83	7,06	6,99
Na ₂ O	0,30	0,48	0,26	0,29
K ₂ O	0,00	0,16	0,00	0,01
suma	98,36	98,34	97,12	97,82
Si	5,03	5,01	4,96	4,95
Al	3,97	3,98	4,05	4,03
Fe	0,87	0,89	0,80	0,84
Mn	0,05	0,05	0,09	0,07
Mg	1,04	1,06	1,13	1,11
Na	0,06	0,10	0,05	0,03
K	0,00	0,02	0,00	0,00
fm	0,46	0,44	0,43	0,44

a) całe żelazo jako FeO (total Fe as FeO)
fm = Fe/(Fe + Mg)

- 1, 2 - środek i brzeg (odpowiednio) porfiroklastu kordierytu, kontaktującego z biotytem (analiza 4 w tabeli 2);
3, 4 - środek i brzeg (odpowiednio) porfiroklastu zawierającego wrostek biotyty (analiza 6 w tabeli 2).

puje mylonit bez porfiroklastów. Mylonit z odsłonięcia 12 (na N od Brodziszowa) zawiera hipauto- lub automorficzne porfiroklasty skaleni o budowie pasowej, mające wyraźnie widoczne hipautomorficzne jądra. Niektóre drobniej ziarniste i bogate w biotyty laminy z mylonitu występującego w odsłonięciu 13 (okolice Brodziszowa) obfitują w granat. Plagioklaz tworzy tu ostrokrawędziste, ksenomorficzne kryształy. Między ziarnami jasnych składników obecne są miejscami cienkie smużki bardzo drobnoziarnistego agregatu kwarcowo-skaleniowego. W odsłonięciu 14 (okolice Brodziszowa) odsłaniają się ubogie w lyszczyki mylonity z ksenomorficznymi, ostrokrawędzistymi ziarnami plagioklazu. Fibrolit pojawia się w nich jedynie jako pojedyncze igielki w ziarnach kwarcu. W ich otoczeniu obecne są agregaty chaotycznie zorientowanych blaszek muskowitu, prawdopodobnie zastępujących jakiś starszy minerał.

W dolnej części kamieniołomu na wzgórzu Buk

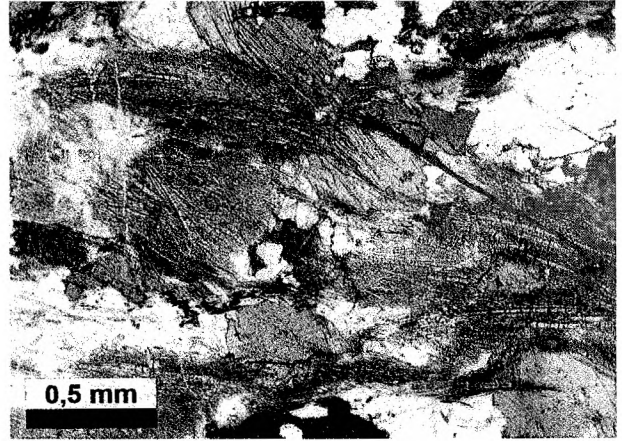


Fig. 4. Długie słupki synkinematycznego sylimanitu w otoczeniu agregatu fibrolitowego w gnejsie mylonitycznym z odsłonięcia 15 (wzgórze Buk koło Brodziszowa)

Long prisms of synkinematic sillimanite surrounded by fibrolitic aggregate in the mylonitic gneiss from exposure no. 15 (Buk Hill near Brodziszów)

koło Brodziszowa (odsłonięcie 15) występują gnejsy mylonityczne makroskopowo przypominające drobnoblastyczne odmiany gnejsów sowiogórskich. Nie ma w nich kordierytu, natomiast obfitują w fibrolit. Ten ostatni tworzy włókniste agregaty, w których pojawiają się lokalnie większe, zrekrystalizowane osobniki sylimanitu (Fig. 4).

Mylonity z chlorytem i/lub muskowitem

Występują w okolicach Łągiewnik (odsłonięcia 1, 2, 3, 5) i na wzgórzu Strach koło Koźmic (odsłonięcie 19).

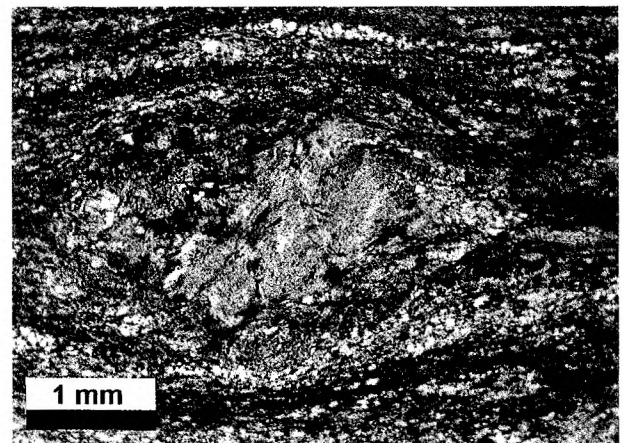


Fig. 5. Całkowicie zserycytzowany kryształ plagioklazu w drobnoziarnistym, laminowanym tle kwarcowo-skaleniowo-lyszczykowym. Mylonit z odsłonięcia 1 (okolice Łągiewniki).

Completely sericitized plagioclase crystal in the fine-grained, laminated quartz-feldspar-mica matrix. The mylonite from the exposure no 1 (close to Łągiewniki).

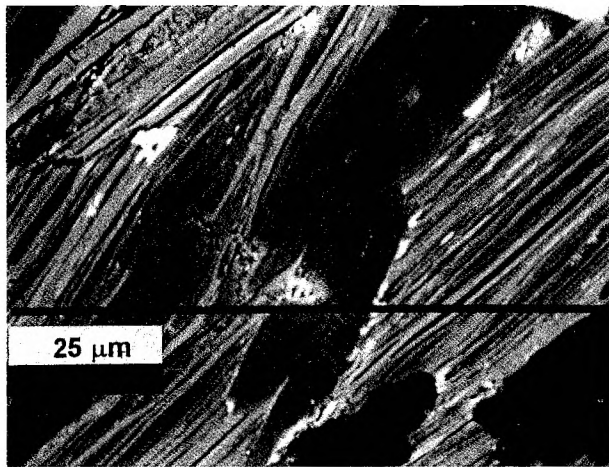


Fig. 6. Obraz w elektronach wstecznie rozproszonych pakietów muskowitowo-chlorytowych (chloryt – jasny; muskowit – szary) w mylonicie z odsłonięcia 2 (okolice Łagiewnik).

BSE image of muscovite-chlorite booklets (chlorite – bright; muscovite – gray) in the mylonite from exposure no. 2 (vicinity of Łagiewniki).

Mylonity z odsłonięcia 1 koło Łagiewnik zbudowane są z drobnoziarnistego, laminowanego tła, złożonego z kwarcu, skaleni i lyszczyków, w którym tkwią nieliczne, całkowicie zsercytyzowane porfiroklasty skaleni o długości do 4 mm oraz grubości do 2 mm (Fig. 5). Laminy, w których ziarna składników jasnych są równomiernie przemieszane z lyszczykami (miąższość 4 - 8 mm), występują naprzemianlegle z laminami, w których dominującym składnikiem są lyszczyki (miąższość 1 - 3 mm). Powierzchnie foliacji są podkreślone przez osiagające miąższość 0,1 mm koncentracje blaszek biotyту. Miejscami w ich środkowych częściach pojawiają się cienkie nagromadzenia czarnych lub ciemnobrązowych tlenków. Biotyt jest miejscami poprzerastany drobnymi igielkami fibrolitu równoległymi do powierzchni foliacji. Fibrolit poprzerastany z biotytem występuje też w najbliższym sąsiedztwie tych powierzchni. Lokalnie, zwłaszcza w otoczeniu porfiroklastów skaleni, biotyt jest nieobecny, a pakiety fibrolitu osiagają grubość 0,1 mm. Blaszkі biotyту mają długość 0,01 - 0,05 mm. Zbliżoną wielkość mają blaszki muskowitu, które często zawierają pojedyncze pakiety biotytowe.

Dominującym minerałem jasnym w tle skały jest kwarc, który tworzy drobne (najczęściej 0,01 - 0,05 mm średnicy), suturowo pozazębiane ziarna. Są one izometryczne lub nieznacznie spłaszczone zgodnie z laminacją skały i często faliście wygaszają światło. Plagioklaz jest znacznie rzadszy. Lokalnie, występują pseudomorfozy po plagioklacie całkowicie wypełnione drobnotuseczkowym agregatem serycytu.

Mylonit zawiera liczne, bardzo drobne (<0,01 mm średnicy), ksenomorficzne ziarna mineralów nieprzezroczystych. Większe ziarna występują niekiedy w porfirokryształach zsercytyzowanego skaleni.

Mylonity z odsłonięcia nr 2 składają się z muskowitu, biotyту, kwarcu i plagioklazu. Foliację wyznaczają warstewki lyszczykowe o grubości 0,2 - 0,05 mm opływające agregaty kwarcowe, kwarcowo-skaleniowe, ziarna plagioklazu i nieliczne, całkowicie spinityzowane pseudomorfozy po kordierycie. Średnica porfiroklastów skaleni lub agregatów mineralnych dochodzi do 2 mm.

Głównym składnikiem warstewek lyszczykowych są równoległe do nich blaszki muskowitu, osiagające maksymalnie 0,1 mm grubości i 0,3 mm długości; większość z nich ma rozmiary rzędu kilku setnych milimetra. Barwy interferencyjne blaszek muskowitu są często niejednorodne. Sporadycznie spotyka się blaszki o nieco większych rozmiarach, ustawione poprzecznie do przebiegu warstewek. Duże i dobrze wykształcone blaszki muskowitu obecne są także w pinitowych pseudomorfozach po kordierycie.

Niektóre warstewki lyszczykowe zawierają wydłużone smugi mineralu o wyglądzie biotyту, któremu towarzyszą nagromadzenia ciemnobrązowych lub czarnych tlenków. Blaszkі mineralu mają najczęściej rozmiary rzędu kilku setnych milimetra. Największe z nich osiagają długość 0,5 mm i grubość 0,2 mm i są zbudowane z domen o jednorodnych barwach interferencyjnych, między którymi występują strefy o barwach bardzo zmiennych. Barwy pleochroiczne (od żółtej do brązowej) są wypłowiałe. Obserwacje przy pomocy detektora elektronów wstecznie rozproszonych wykazują, że w rzeczywistości omawiany mineral jest mieszaniną naprzemianległych pakietów chlorytu i muskowitu (Fig. 6).

W obrębie warstewek lyszczykowych występują nieliczne, w większości owalne ziarna granatu o średnicy 0,1 - 0,3 mm. Są one zazwyczaj splekane; splekania wypełnia agregat bardzo drobnych blaszek serycytu.

Agregaty kwarcu, najczęściej o wydłużonych, asymetrycznych kształtach, mają długość do 2 mm i grubość do 0,5 mm. Składają się z mozaiki ziarn o równych lub nieznacznie pozazębionych granicach. Ziarna kwarcu występujące w mozaice kwarcowo-skaleniowej mają rozmiary od 0,01 do 0,2 mm i z reguły wyraźnie faliście wygaszają światło.

Ziarna plagioklazu są najczęściej izometryczne; ich maksymalna średnica wynosi 1 mm. Wykazują one zmienny stopień serycytyzacji. Znaczna część ziarn plagioklazu wykazuje niejednorodną, plamistą budowę. Obserwacje przy użyciu detektora elektronów wstecznie rozproszonych wykazują, że plamistość jest spowodowana występowaniem dwóch rodzajów skaleni. Pierwszy z nich składa się z porowatego plagioklazu zawierającego liczne wrostki muskowitu, które nie przekraczają najczęściej 1 m. Ze względu na zbyt małe wymiary obszarów wolnych od wrostków miki nie udało się wykonać analiz chemicznych tego plagioklazu. Drugi rodzaj skaleni jest nieporowaty i po-

Tabela (Table) 6

Reprezentatywne analizy chemiczne i wzory strukturalne ($O^{2-} = 22$) muskowitu z mylonitów strefy Niemczy
 Representative chemical analyses and structural formulae ($O^{2-} = 22$) of muscovite from the mylonites of the Niemcza Zone

Nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48,74	49	43	49,29	50,32	50,33	47,62	49,22	48,64	49,97
TiO ₂	0,96	1,12	0,09	0,35	0,57	0,93	0,29	0,88	0,19	0,61
Al ₂ O ₃	36,15	35,58	36,34	33,69	33,11	36,49	35,71	36,02	34,77	36,29
FeO ^{a)}	1,10	1,14	1,36	2,44	2,45	1,41	1,00	1,07	1,40	1,21
MnO	0,00	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02
MgO	0,57	0,59	0,72	1,47	1,66	0,51	0,68	0,65	1,12	0,59
Na ₂ O	0,67	0,72	0,61	0,11	0,11	0,69	0,61	0,56	0,50	0,48
K ₂ O	7,79	7,84	9,25	7,62	8,25	7,59	8,39	8,26	8,86	8,05
suma	95,98	96,59	97,40	96,03	96,52	95,25	95,89	96,12	96,85	95,99
Si	6,30	6,35	6,34	6,51	6,51	6,21	6,38	6,30	6,44	6,31
Al ^{IV}	1,70	1,65	1,66	1,49	1,49	1,79	1,62	1,70	1,56	1,69
Al ^{VI}	3,81	3,77	3,79	3,65	3,56	3,83	3,83	3,79	3,72	3,84
Ti	0,09	0,11	0,01	0,03	0,06	0,09	0,03	0,09	0,02	0,06
Fe	0,12	0,11	0,15	0,26	0,26	0,15	0,11	0,12	0,15	0,13
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,11	0,12	0,14	0,28	0,32	0,10	0,13	0,13	0,21	0,11
Na	0,17	0,17	0,15	0,03	0,03	0,17	0,15	0,14	0,13	0,12
K	1,28	1,28	1,52	1,26	1,36	1,26	1,39	1,27	1,46	1,33

^{a)} całe żelazo jako Fe O (total Fe as FeO)

Odślonięcie nr 2: 1, 2 - różne części blaszki ułożonej równolegle do przebiegu smugi lyszczykowej na przedłużeniu ziarna granatu; 3 - dobrze wykształcona blaszka ułożona poprzecznie do smugi lyszczykowej;

Odślonięcie nr 20: 4 - dobrze wykształcona blaszka muskowitu z agregatu muskowitowo-chlorytowego; 5, 6 - strzępki muskowitu z agregatu muskowitowo-chlorytowego;

Odślonięcie nr 17: 7, 8 - wydłużone blaszki z warstewek muskowitowych;

Zmylonityzowany lupek lyszczykowy ze wzgórze Brzeźnik: 9, 10 - blaszki muskowitu z warstewek lyszczykowych.

zbawiony wrostków. Większość analiz wykazuje zawartość anortytu wynoszącą od 26 do 28%; nieliczne – do 30% lub do 22% (Tab. 2). Partie o zawartości anortytu wykraczającej poza przedział 26 - 28% występują w różnych częściach ziarn. Skalenie z omawianej skały nie wykazują budowy pasowej.

Muskowit występujący w smugach lyszczykowych zawiera 6,26 - 6,35 atomu Si na jednostkowy wzór strukturalny ($O^{2-}=22$; Tab. 6). Osobniki tego minerału równoległe do przebiegu smug są bogate w TiO₂ (0,96 - 1,22% wag.), natomiast osobniki ustawione poprzecznie do ich przebiegu są znacznie uboższe w ten składnik (0,09 - 0,34% wag.; tab. 6). Ilość FeO w muskowicie zmienia się od 0,76 do 2,04% wag., a MgO od 0,47 do 1,22% wag. (Tab. 6). Chloryt zawiera niemal równe ilości cząsteczki żelazistej i magnezowej (Tab. 7).

Granat charakteryzuje się bardzo stałą zawartością almandynu (63 - 64%, tylko jedna analiza wykazała 68% tego składnika w środkowej części ziarna). Ilość spessartynu zmienia się od 18 do 25% i na brzegach ziarn jest zazwyczaj o 4 - 5% wyższa niż w ich częściach środkowych (Tab. 4).

Obok opisanego powyżej mylonitu o stosunkowo dużej zawartości lyszczyków w odślonięciu nr 2 występują także strefy mylonitu bez granatu, zawierające nieliczne i cienkie smugi lyszczykowe. Skalenie i kwarc tworzą tam ziarna o bardzo zróżnicowanej wielkości, które najczęściej są ostrokrawędziste.

Mylonity z odślonięcia 3 są drobno-, nierównoziarniste i zawierają nieliczne, niemal całkowicie zsercytyzowane porfiroklasty plagioklastu tkwiącego w drobnoziarnistym tle złożonym z kwarcu, plagioklastu, muskowitu, biotyty i minerałów nieprzezrocys-

Tabela (Table) 7

Reprezentatywne analizy chemiczne i wzory strukturalne ($O^{2-} = 28$) chlorytu z mylonitów strefy Niemczy

Representative chemical analyses and structural formulae ($O^{2-} = 28$) of chlorite from the mylonites of the Niemcza Zone

Nr	1	2	3	4	5
SiO ₂	24,74	24,46	24,89	26,20	25,53
Al ₂ O ₃	22,76	22,99	20,85	19,67	20,88
FeO ^{a)}	25,00	24,59	28,92	29,65	27,08
MnO	0,51	0,48	0,38	0,41	0,60
MgO	14,61	14,73	12,51	11,91	13,67
suma	87,62	87,25	87,54	87,84	87,76
Si	5,22	5,17	5,37	5,64	5,44
Al ^{IV}	2,78	2,83	2,63	2,36	2,56
Al ^{VI}	2,87	2,90	2,67	2,63	2,68
Fe	4,41	4,35	5,22	5,34	4,82
Mn	0,09	0,09	0,07	0,08	0,11
Mg	4,59	4,64	4,02	3,82	4,34
Fe-chl	0,48	0,48	0,56	0,58	0,52
Mg-chl	0,51	0,51	0,43	0,41	0,47
Mn-chl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

^{a)} całe żelazo jako FeO (total Fe as FeO)

Odsłonięcie nr 2: 1 - chloryt ze smugi lyszczykowej zawierającej granaty, sąsiadujący z muskowitem (analiza 3 w tabeli 5); 2 - chloryt ze smugi lyszczykowej otaczającej ziarno plagioklastu; Odsłonięcie nr 20: 3 - chloryt z agregatu muskowitowo-chlorytowego; 4 - chloryt z cienia ciśnieniowego na przedłużeniu kryształu granatu; 5 - chloryt ze szczelin w spękany kryształ granatu.

tych. Ich więźba jest zbliżona do tej, która charakteryzuje mylonity z odsłonięcia 2.

W odsłonięciu nr 5 występują nierównoziarniste mylonity o seryjnej strukturze, zbudowane z kwarcu, skaleni, chlorytu, granatu i minerałów nieprzezroczystych. Foliację definiuje orientacja blaszek lyszczyku i chlorytu, spłaszczonych ziarn kwarcu i agregatów kwarcowych, oraz lamin kwarcowo-skaleniovych i lyszczykowych bądź chlorytowych. Zielony chloryt tworzy smugi o grubości 0,1 - 0,2 mm, zbudowane z osobników dochodzących niekiedy do 0,5 mm długości i 0,2 mm grubości. Ksenomorficzne ziarna minerałów nieprzezroczystych są izometryczne (0,01 - 0,05 mm średnicy) bądź wydłużone (maksymalnie osiągają wtedy 0,5 mm długości i 0,1 mm grubości). Granat tworzy hipautomorficzne lub ksenomorficzne, izometryczne ziarna o średnicy 0,1 - 0,3 mm, niezbyt

licznie występujące w tle skały.

Ziarna plagioklastu są w różnym stopniu zserycytowane. Mają one najczęściej 0,1 - 0,5 mm średnicy, są zbliżone do polisyntetycznie i niekiedy zawierają kropkowane wrostki kwarcu. Kwarc tworzy ziarna o wymiarach od kilku setnych do 0,5 mm, fałszywie wygaszające światło, izometryczne lub lekko wydłużone.

Na szczycie wzgórza Strach koło Koźmic (odsłonięcie 19) występują drobnoblastyczne skały, opisywane w literaturze jako sfeldspatyzowane blastomylonity (Dziedzicowa, 1963). Zbudowane są one z plagioklastu, kwarcu, biotyту o wypłowiałych barwach pleochroicznych i niejednorodnych barwach interferencyjnych oraz podrzędnego granatu i chlorytu. Mineralami akcesorycznymi są apatyt i turmalin. Dziedzicowa (1963) stwierdza w nich także obecność sylimanitu i cyrkonu, które nie występują w zbadanych przez nas próbkach.

Porfiroklasty plagioklastu (0,5 - 2 mm średnicy) tkwią w drobnoziarnistym tle skalnym, złożonym głównie z kwarcu i minerałów blaszkowych. Plagioklast zawiera od 24 do 28% anortytu (Tab. 2). W większości ziarn różnice zawartości tego składnika na brzegu i w środku nie przekraczają 2%. W niektórych ziarnach następuje wzrost zawartości anortytu ku brzegom, w innych spadek. Blaszki brązowego minerału, wyglądającego w obrazie optycznym jak biotyт o wypłowiałych barwach interferencyjnych, są w większości agregatami drobnych osobników muskowitu i chlorytu. Niekiedy agregaty te występują w cieniach ciśnienia ziarn granatu. Obserwacje przy pomocy detektora elektronów wstecznie rozproszonych ujawniają obecność dwóch form występowania muskowitu. Pierwsza z nich to niewielkie, ksenomorficzne strzępki tego minerału o grubości od kilku do kilkunastu μm . Druga to hipautomorficzne blaszki, których grubość wynosi od 10 do 30 - 40 μm . Zawartość TiO₂ jest w nich niższa (około 0,4% wag.) niż w niż w strzępiastych, drobnych osobnikach minerału (około 0,5 - 0,9% wag.; Tab. 6). Ilość krzemu w muskowicie wynosi w większości przypadków od 6,2 do 6,6 atomu na jednostkę wzoru strukturalnego (Tab. 6). Chloryt występujący w sąsiedztwie muskowitu zawiera 41 - 44% cząsteczki magnezowej (Tab. 7). Mineral ten można stwierdzić również w szczelinach spękanych ziarn granatu i na ich przedłużeniu (w cieniach ciśnienia) oraz w szczelinach zdyslokowanych kryształów plagioklastu. We wszystkich tych miejscach jego skład chemiczny jest podobny. W rzadkich przypadkach zawartość cząsteczki magnezowej dochodzi do 47 - 49% (Tab. 7).

Sporadycznie w obrębie agregatów muskowitowo-chlorytowych występują blaszki biotyту. Stosunek Fe/(Fe+Mg) zmienia się w nich od 0,52 do 0,60, a zawartość TiO₂ od 2,3 do 2,9% wag. (Tab. 3).

Granat tworzy nieliczne, izometryczne lub lekko wydłużone porfiroklasty o średnicy 0,3 - 0,5 mm. Za-

wierają one od 68 do 71% almandynu i od 12 do 16% spessartynu. W niektórych ziarnach minerału obserwuje się wzrost zawartości almandynu ku brzegom kryształów, w innych zawartość tego składnika spada lub wykazuje nieregularne wahania (Tab. 4).

Mylonity z obszaru Sienice - Niemcza

Na wzgórzach rozciągających się między Sienicą na północy a Niemczą na południu (Fig. 2) występuje zespół skał uznawanych dotąd za północną część metamorfiku Niemczy - Kamieńca Ząbkowickiego (Dziedzicowa, 1966). Tietze (1919) opisuje je jako "gnejsowe łupki łyszczykowe". Autorzy map wykonanych w drugiej połowie naszego stulecia używają w odniesieniu do nich terminów "łupki dwułyszczkowe i paragnejsy zmikroklinizowane" (Wójcik, 1968), "łupki dwułyszczkowe i paragnejsy" (Berezowska *et al.*, 1971) lub "łupki dwułyszczkowe i gnejsy biotytowe" (Cwojdziniński & Walczak-Augustyniak, 1983). Dziedzicowa (1966) uznaje je za łupki łyszczykowe, stwierdzając jednak, że różnią się one od występujących na południe łupków łyszczykowych metamorfiku Niemczy-Kamieńca Ząbkowickiego.

Znaczna część tych skał jest petrograficznie zbliżona do opisanych powyżej mylonitów plagioklazowo-kwarcowo-biotytowych. Są to skały występujące w odsłonięciach 16 i 17 na E od Sienic oraz w odsłonięciu 18, położonym na wschód od Niemczy.

W odsłonięciach 16 i 17 odsłaniają się mylonity złożone z plagioklazu, kwarcu, biotytu i skalenia potasowego. Sporadycznie pojawia się granat. W niewielkich ilościach występuje muskowitz, którego blaszki koncentrują się wzdłuż przecinających niezgodnie główną foliację powierzchni nieciągłości. Skalenie mają hipautomorficzne formy i są nieznacznie zsercytyzowane. Część biotytu jest schlorotyżowana. Mylonit z odsłonięcia 17 jest niemal równoziarnisty, z bardzo nielicznymi porfirokryształami skalenia o ostrokrawędzistych kształtach. Foliacja jest wyznaczona przez warstewkowe nagromadzenia minerałów blaszkowych. Rekonesansowe analizy chemiczne minerałów wykazują, że większość ziarn plagioklazu ma stałą zawartość anortytu wynoszącą 21 - 23%. Sporadycznie występują ziarna w których zawartość anortytu na brzegach spada do 17% (Tab. 2). Stosunek Fe/(Fe+Mg) w biotycie wynosi 0,53 - 0,55, a zawartość TiO₂ od 2,37 do 3,16% wag. (w przeważającej części blaszek 2,50 - 2,90%; Tab. 3). Muskowitz ma bardzo stałą zawartość FeO (0,85 - 1,13% wag. i MgO (0,60 - 0,73% wag.), a ilość TiO₂ w tym mineralu zmienia się od 0,29 do 0,88% wag. Ilość krzemu wynosi 6,30 - 6,38 atomu na jednostkę wzoru strukturalnego (Tab. 6).

Mylonit z odsłonięcia 18 obfituje w fibrolit. Zbliża go to do gnejsów mylonitycznych odsłaniających się na wzgórzu Buk (odsl. 15). Główna foliacja jest w nim

wyznaczona przez planarne ułożenie agregatów biotytowo-fibrolitowych. Charakterystycznym elementem więzby są soczewkowato wyciągnięte ziarna plagioklazu oraz skupienia ziarn plagioklazu lub kwarcu o podobnych kształtach.

Łupki kwarcowo-grafitowe

W okolicach Brodziszowa (odsłonięcia 15, 20, 21) występują łupki kwarcowo-grafitowe. Na wzgórzu Buk (odsłonięcie 15) są to czarne, drobnoziarniste, brudzące palce skały. Ich głównym składnikiem są ksenomorficzne, mozaikowo pozazębiane ziarna kwarcu o średnicy 0,001 - 0,05 mm. Towarzyszą im warstewki lub soczewki fibrolitowo-serycytowe o grubości do 0,2 mm, ułożone zgodnie z foliacją skały, oraz bardzo liczne ziarna minerałów nieprzezroczystych. Soczewki mają niekiedy asymetryczne kształty. W skale występują także strzępki brązowego minerału o wygładzie silnie zmienionego biotytu. Akcesorycznie pojawia się turmalin. Łupki ze wzgórza Buk są laminowane. Grubość lamin, różniących się zawartością minerałów nieprzezroczystych, wynosi najczęściej 1 - 10 mm. Foliację skały wyznacza ułożenie warstewek i soczewek fibrolitowo-serycytowych, spłaszczenie części ziarn kwarcu i laminacja.

Kwarc tworzy izometryczne lub lekko wydłużone, faliście wygaszające ziarna, często z rozwiniętymi granicami subziarn. Część kryształów minerału zawiera zaokrąglone strefy, obfitujące w bardzo drobne (<0,001 mm) igielki i izometryczne osobniki czarnej nieprzezroczystej substancji. Otoczone są one przez należące do tego samego ziarna partie czystego kwarcu.

Minerały nieprzezroczyste tworzą drobne łuseczki i zaokrąglone, owalne ziarna o średnicy o 1 rząd mniejszej od kryształów kwarcu. Niektórym towarzyszą czarno-brązowe skupienia tlenków o nieregularnych kształtach.

Fibrolit i serycyt, tworzące warstewki, występują w zmiennych proporcjach. Sporadycznie pojawiają się większe blaszki muskowitzu o długości dochodzącej do 0,15 mm. W niektórych partiach skały w warstewkach fibrolitowo-serycytowych obecne są słupkowate kryształy sylimanitu. Pojedyncze, bardzo cienkie igielki fibrolitu widoczne są w niektórych ziarnach kwarcu.

Łupki z odsłonięcia 21 są nieco bardziej gruboblastyczne i zawierają nieliczne kilkumilimetrowe warstewki wzbogacone w skałki. Poza tym są podobne do łupków ze wzgórza Buk. W odsłonięciu 22 ziarna kwarcu mają średnicę o 1 - 2 rzędy większą niż na wzgórzu Buk. Zawierają one niewielkie ilości skalenia potasowego. Większe ziarna kwarcu są w nich spłaszczone i mają dobrze widoczne granice subziarn. W łupkach tych występują miejscami nieforemne, kilkunastomilimetrowe ziarna o dobrze widocznym fali-

stym wygaszaniu, niezwykle bogate w drobne, izometryczne ziarna minerałów nieprzezroczystych. Odznaczają się one wyraźnie od otaczających je ziarna kwarcu o znacznie mniejszych rozmiarach. Ich nagromadzenia wyznaczają miejscami warstewki o nieostrych granicach.

Lupki północno-zachodniej części metamorfiku Niemczy - Kamieńca Żąbkowickiego

Na wschód od strefy Niemczy występują skały północnej części metamorfiku Niemczy-Kamieńca Żąbkowickiego (Fig. 1, 2). W bezpośrednim sąsiedztwie strefy Niemczy są to zawierające skalenie łupki łyszczykowe przeławiczone z łupkami kwarcowo-skaleniowymi. Nieco dalej na wschód występują niemal całkowicie pozbawione skalenia łupki z granatem, któremu lokalnie towarzyszy staurolit.

Łupki łyszczykowe występujące w pobliżu kontaktu z mylonitami składają się z porfirokryształów albitu usytuowanych w tle kwarcowo-łyszczykowo-skaleniowym. Lokalnie w strefie kontaktowej odsłaniają się łupki bez porfirokryształów albitu. Porfirokrystały ($an_{<1}$; Tab. 2) mają przeciętnie 1-2 mm

długości, a sporadycznie osiągają długość 4 mm i grubość 2 mm. Są one soczewkowate i zawierają równolegle zorientowane wzrostki muskowitu. W skale obecne są też agregaty kwarcowe o kształcie i wielkości zbliżonej do porfirokryształów albitu. W tle skalnym występują niewielkie ziarna plagioklazu mające od 15 do 30% anortytu (Tab. 1). Biotyt zawiera od 1,6 do 2,1% w ag. TiO_2 , a stosunek $Fe/(Fe+Mg)$ w tym mineralu wynosi 0,56 (Tab. 3). Ilość SiO_2 w muskowicie waha się od 6,25 do 6,41 atomu na jednostkę wzoru strukturalnego, a TiO_2 od 0,1 do 0,6% wag. Mineral ten zawiera 1,1 - 1,4% wag. FeO , a ilość MgO wynosi najczęściej ok. 0,6% wag. (Tab. 6). Jedna z analiz wykazała 7,11 atomu Si, 2% wag. FeO i 2,7% wag. MgO . W sąsiedztwie warstewek łyszczykowych występują miejscami ksenomorficzne ziarna ilmenitu (FeO 40,55, MnO 4,42, TiO_2 53,38% wag.).

Łupki kwarcowo-skaleniowe zbudowane są głównie z kwarcu i skalenia potasowego, którym towarzyszą niewielkie ilości jasnego łyszczyku oraz niecałkowicie rozłożony biotyt (Dziedzicowa, 1966; Ciukso & Puziewicz, 1992). Spotykane są też odmiany zawierające albit (3 - 9% an; Dziedzicowa, 1966; Ciukso & Puziewicz, 1992).

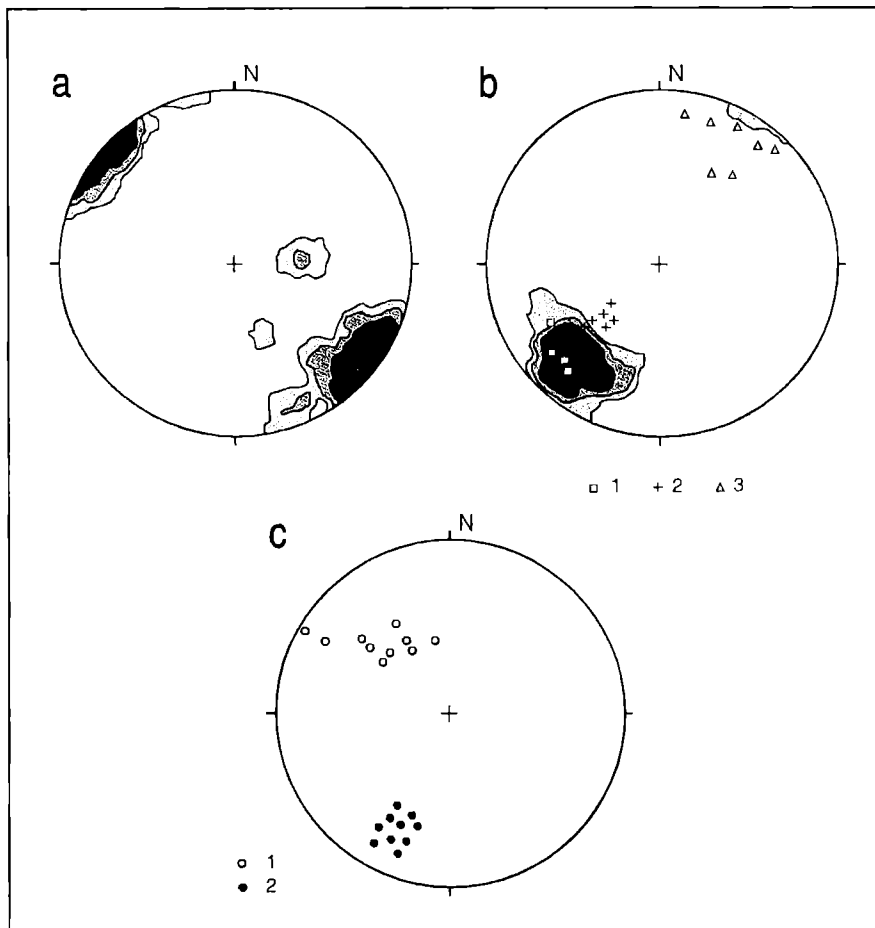


Fig. 7. Orientacja foliacji i lineacji mylonitów w odsłonięciach nr 1, 2 i 3. Dolna półkula siatki Schmidta. Na wszystkich diagramach izolinie dla 1, 3 i 7% pomiarów na 1% powierzchni.

(a) - foliacja w odsłonięciach 1 i 2 (93 pomiary, maksimum 32,3%); (b) - lineacja mineralna w odsłonięciach 1 i 2 (67 pomiarów, maksimum 44,8%); oraz zmarszczkowanie (1), osie fałdów (2) i lineacja intersekcyjna foliacji z kłiżem krenulacyjnym (3); (c) - bieguny foliacji (1) i lineacja mineralna (2) w odsłonięciu 3.

Attitude of foliation and lineation of the mylonites in exposures nos. 1, 2 and 3. Schmidt net, lower hemisphere, contours per 1% area: 1, 3 and 7% in all stereograms. (a) - foliation in exposures 1 and 2 (93 measurements, max. 32.3%); (b) - mineral lineation in exposures 1 and 2 (67 measurements, max. 44.8%) and crenulations of foliation (1), axes of folds (2), and intersections between foliation and crenulation cleavage (3); (c) - poles to foliation (1) and mineral lineation (2) in exposure 3.

STRUKTURY DEFORMACYJNE

Mylonity z odsłoneń 1 i 2 na północny-zachód od Łagiewnik

Foliacja w obu odsłoneń jest pionowa bądź zapada pod dużym kątem ku WNW lub NW (Fig. 7a). Makroskopowo podkreśla ją drobna laminacja mylonitu. Lineacja mineralna jasnego lyszczyku wykazuje stałe nachylenie ku SW (Fig. 7b). Miejscami na powierzchniach foliacji występują także drobne zmarszczki i rysy ślizgowe. Nakładają się one skośnie na lineację mineralną.

W odsłoneń 2 foliację deformują mezoskopowe, wyraźnie asymetryczne, fałdy o amplitudzie do kilkudziesięciu centymetrów. Ich osie są najczęściej skośne do lineacji mineralnej. Przy dominującym w odsłoneń nachyleniu foliacji ku WNW asymetrię fałdów można określić jako przeciwną do upadu foliacji (ku ENE). W przegubach fałdów występuje kliważ krenulacyjny. Jest on w przybliżeniu równoległy do powierzchni osiowych fałdów. Powierzchnie kliważy mają niewielkie lub umiarkowane nachylenie.

Więźba mylonitów z obu odsłoneń wykazuje wyraźną asymetrię świadcząca o niekoaksjalnym charakterze deformacji. W odsłoneń 1 dwa zespoły struktur deformacyjnych dokumentują wzajemnie przeciwne zwroty przemieszczeń. Lewoskrętny zwrot ścinania pokazuje asymetryczne cienie ciśnienia przy niektórych porfiroklastach plagioklazów oraz, rozwinięty miejscami, ekstensyjny kliważ krenulacyjny. Z prawoskrętnym ścinaniem jest natomiast związane wzajemne przemieszczenie fragmentów pokruszonych porfiroklastów. W cieniach ciśnienia pomiędzy porożsuwanymi częściami spękanych klastów występuje kwarc i muskowit. Z prawoskrętnym zwrotem przemieszczeń jest również zgodna asymetria cieni ciśnienia przy części z porfiroklastów skalenia.

W odsłoneń 2 kinematyczne wskaźniki zwrotu ścinania wskazują zgodnie na ścinanie lewoskrętne. Wśród struktur deformacyjnych dokumentujących zwrot ścinania najlepiej wykształcony jest ekstensyjny kliważ krenulacyjny. Jego powierzchnie są podkreślone przez cienkie warstewki lyszczykowe. Foliację w mikrolitonach pomiędzy powierzchniami kliważy wyznacza orientacja soczewkowatych agregatów kwarcowych, kwarcowo-skaleniovych, pojedynczych ziarn skalenia, a także blaszek lyszczyków. O lewoskrętnym zwrocie ścinania świadczy również asymetria cieni ciśnienia, wypełnionych przez kwarc i lyszczyki, przy niektórych porfiroklastach plagioklazów.

Mylonity z odsłoneń 3 na południe od Łagiewnik

Foliacja w odsłoneń 3 zapada pod umiarkowanym kątem ku SE (Fig. 7c). Miejscami kąt upadu foliacji zwiększa się aż po położenie pionowe. Foliację

podkreśla, widoczna makroskopowo, drobna laminacja wyrażona poprzez naprzemianległe występowanie lamin kwarcowo-skaleniovych i lyszczykowych. Lineację, o niewielkim nachyleniu ku SSW (Fig. 7c), wyznacza ułożenie lyszczyków oraz niewielkie zmarszczki.

Wykształcenie mikroskopowych struktur deformacyjnych przypomina mylonity z odsłoneń 1. Silnie zserycytizowane porfiroklasty skalenia mają kształty ostrokrawędziste lub są spłaszczone zgodnie z orientacją foliacji. Kształt niektórych z porfiroklastów sugeruje, że posiadały asymetryczne "ogony", lecz serycytyzacja zatarła ich wewnętrzną strukturę. Niekoaksjalny, lewoskrętny charakter deformacji dokumentuje rozwinięty miejscami ekstensyjny kliważ krenulacyjny oraz asymetryczne cienie ciśnienia przy niektórych porfiroklastach.

Mylonity z odsłoneń 4 i 5 na zachód od Przysztonia

Foliacja w mylonitach z odsłoneń 4 zapada pod umiarkowanym lub dużym kątem ku SE. W odsłoneń 5 upad foliacji zmienia się na stromy ku NW (Fig. 8a). Makroskopowo mylonity z odsłoneń 4 wykazują teksturę smużystą, którą wyznacza równoległe ułożenie smug biotyту. W nieregularnych odstępach występują też jasne laminy kwarcowo-skaleniovowe. W odsłoneń 5 dominują mylonity laminowane, w których spotyka się duże porfiroklasty skalenia oraz kilkucentymetrowe soczewki skały o więźbie gnejsu. Lineacja mineralna skalenia i lyszczyków ma stałe zanurzenie ku SSW w obu odsłoneń (Fig. 8b). Lokalnie występuje zmarszczkowanie skośne do lineacji mineralnej. Niektóre większe zmarszczki wykazują wyraźną asymetrię ENE.

Plagioklasy wchodzące w skład tła skalnego mylonitów tworzą ostrokrawędziste, niekiedy spękane ziarna. Duże porfiroklasty plagioklazów są częściowo zrekrystalizowane, zwłaszcza przy brzegach, i zastąpione przez agregat drobnych ziarn. Drobne ziarna skalenia tworzą asymetryczne "ogony" porfiroklastów wskazujące na lewoskrętny zwrot ścinania. O niekoaksjalnym, lewoskrętnym charakterze deformacji świadczy również występujący miejscami ekstensyjny kliważ krenulacyjny. Wzdłuż powierzchni kliważy gromadzą się często blaszki chlorytu lub lyszczyków.

W mylonicie z odsłoneń 4 porfiroklasty granatu są silnie spękane. Ich fragmenty zostały rozsunięte, a przestrzeń między nimi wypełnia biotyt i spinityzowany kordieryt (Fig. 3b). W niektórych przypadkach części porfiroklastu granatu są wzajemnie przemieszczone przez mikrouskoki i tworzą struktury typu "półka z książkami". Geometria tych struktur świadczy o ich powstaniu w wyniku lewoskrętnego ścinania.

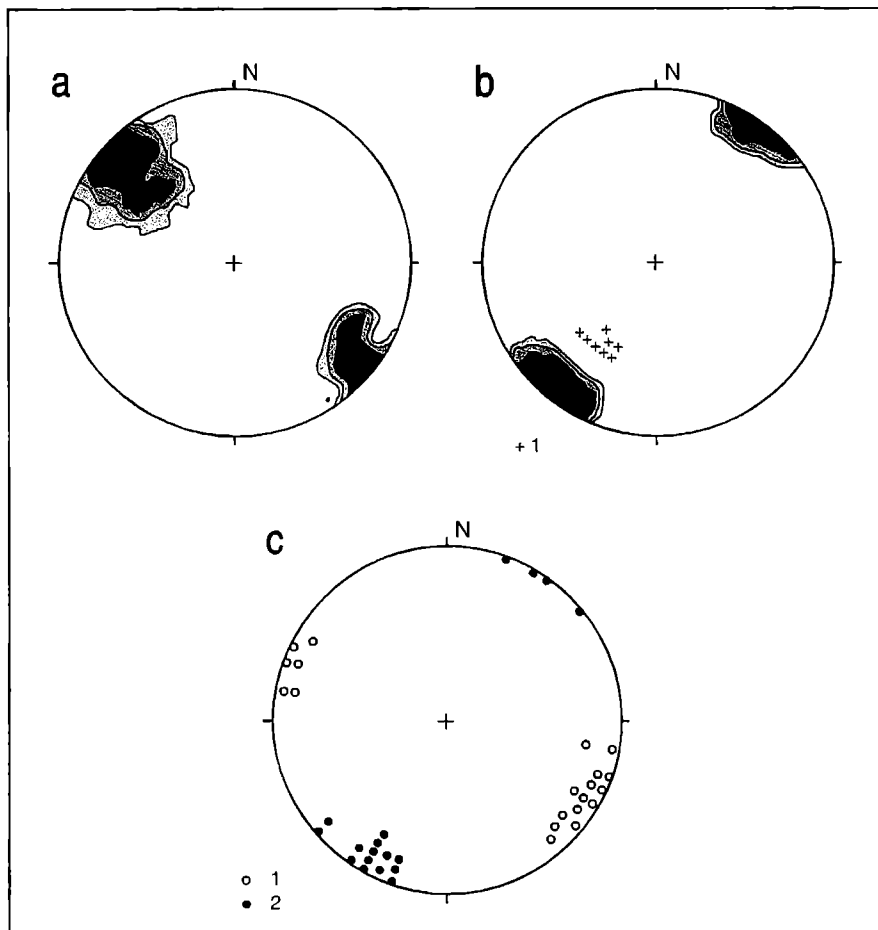


Fig. 8. Orientacja foliacji i lineacji mylonitów w odsłonięciach nr 4, 5 i 6. Dolna półkula siatki Schmidta. Na wszystkich diagramach izolinie dla 1, 3 i 7% pomiarów na 1% powierzchni.

(a) – foliacja w odsłonięciach 4 i 5 (56 pomiarów, maksimum 23,2%); (b) – lineacja mineralna w odsłonięciach 4 i 5 (47 pomiarów, maksimum 55,0%); oraz zmarszczkowanie (1); (c) – bieguny foliacji (1) i lineacja mineralna (2) w odsłonięciu 6.

Attitude of foliation and lineation of the mylonites in exposures nos. 4, 5 and 6. Schmidt net, lower hemisphere, contours per 1% area: 1, 3 and 7% in all stereograms. (a) – foliation in exposures 4 and 5 (56 measurements, max. 23.2%); (b) – mineral lineation in exposures 4 and 5 (47 measurements, max. 55.0%) and crenulations of foliation (1); (c) – poles to foliation (1) and mineral lineation (2) in exposure 6.

Mylonity z odsłonięcia 6 koło Przysroń

Foliacja w odsłonięciu 6 jest pionowa lub zapada pod dużym kątem ku SE lub NW (Fig. 8c). Makroskopowo foliację podkreśla miejscami drobna laminacja złożona z naprzemianległych lamin kwarcowo-skalenicznych i lyszczykowych. Część lamin jasnych jest nieciągła. Obok lamin w skale są także obecne izolowane soczewki kwarcowo-skalenicowe i porfiroklasty plagioklastu. Lineacja mineralna jasnego lyszczyku oraz drobne zmarszczkowanie mają stałe zanurzenie ku SSW.

Zróznicowanie tekstury mylonitu idzie w parze ze zmianą pokroju porfiroklastów skalenia. W strefach bez wyraźnej laminacji porfiroklastami są ostrokrawędziste ziarna. Natomiast w mylonicie o wybitnej laminacji porfiroklasty są plastycznie spłaszczone zgodnie z orientacją foliacji. Spłaszczone porfiroklasty są zrekrystalizowane i składają się z agregatu drobnych ziarn. W skrajnych przypadkach silnie odkształcone porfiroklasty przechodzą w monomineralne laminy skaleniowe. Efektom dynamicznej rekrystalizacji są asymetryczne "ogony" drobnoziarnistego plagioklastu rozwinięte przy większości spłaszczonych porfiroklastów. Obok "ogonów" przy porfiroklastach są wykształcone asymetryczne cienie ciśnienia,

które wypełnia kwarc lub biotyt.

W mylonitach z różnym nasileniem jest wykształcony ekstensyjny kliważ krenulacyjny. Jego intensywność nie wykazuje związku z cechami teksturalnymi skały. Powierzchnie kliważu są podkreślone przez koncentracje blaszek lyszczyków oraz strefy rozdrobnionych ziarn kwarcu.

Obecność asymetrycznych "ogonów" i cieni ciśnienia porfiroklastów oraz ekstensyjnego kliważu krenulacyjnego dowodzi niekoaksjalnego charakteru deformacji mylonitów. Struktury te wskazują na lewoskrętny zwrot ścinania.

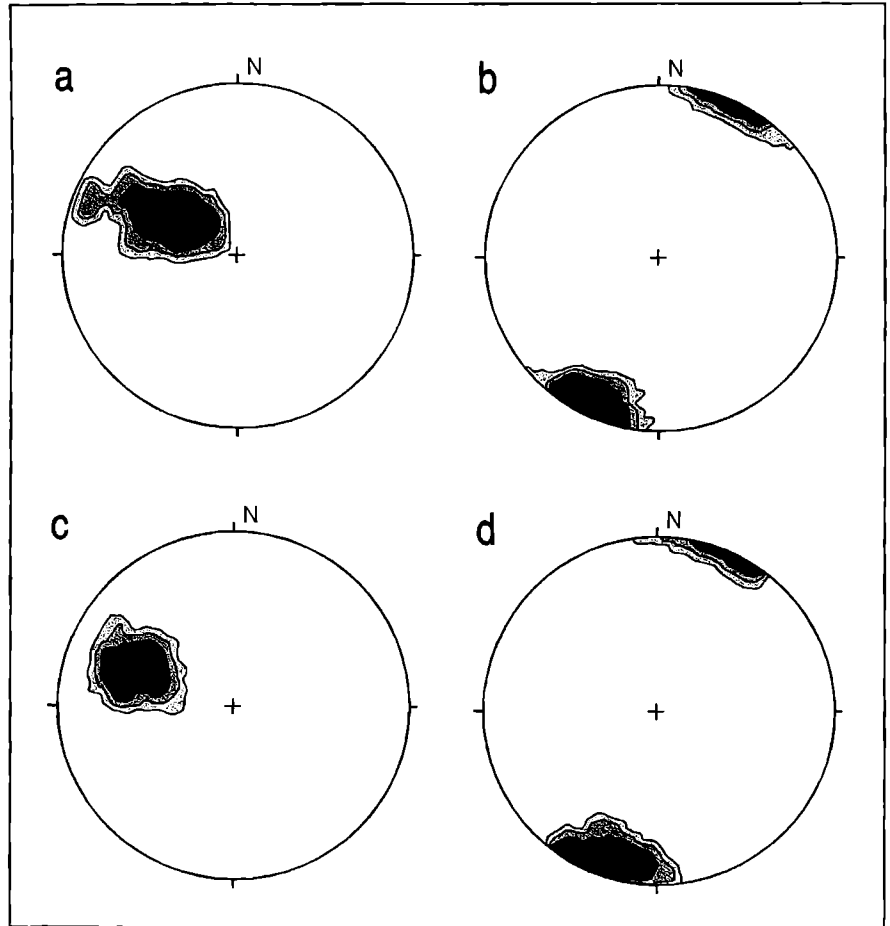
Mylonity z odsłoneń 7 i 8 na południowy-zachód od Przysroń

Makroskopowo wieżbę mylonitu w odsłonięciu 7 charakteryzuje występowanie drobnych jasnych porfiroklastów skalenia oraz cienkich smug jasnego materiału w obrębie ciemnego tła skalnego. Orientacja jasnych smug podkreśla foliację, która zapada pod dużym lub umiarkowanym kątem ku ESE i SE (Fig. 9a). Miejscami pojawiają się większe (do 1 cm miąższości) soczewki lub nieciągłe laminy przypominające drobnoblastyczny gnejs. Lokalnie, spotykana jest tak-

Fig. 9. Orientacja foliacji i lineacji mylonitów w odsłonięciach nr 7, 8, 9 i 10. Dolna półkula siatki Schmidta. Na wszystkich diagramach izolinie dla 1, 3 i 7% pomiarów na 1% powierzchni.

(a) – foliacja w odsłonięciach 7 i 8 (58 pomiarów, maksimum 35,7%); (b) – lineacja mineralna w odsłonięciach 7 i 8 (48 pomiarów, maksimum 76,7%); (c) – foliacja w odsłonięciach 9 i 10 (62 pomiary, maksimum 51,6%); (d) – lineacja mineralna w odsłonięciach 9 i 10 (46 pomiarów, maksimum 55,6%).

Attitude of foliation and lineation of the mylonites in exposures nos. 7, 8, 9 and 10. Schmidt net, lower hemisphere, contours per 1% area: 1, 3 and 7% in all stereograms. (a) – foliation in exposures 7 and 8 (58 measurements, max. 35.7%); (b) – mineral lineation in exposures 7 and 8 (48 measurements, max. 76.7%); (c) – foliation in exposures 9 and 10 (62 measurements, max. 51.6%); (d) – mineral lineation in exposures 9 and 10 (46 measurements, max. 55.6%).



że odmiana mylonitu makroskopowo podobna do skał występujących w odsłonięciach 1 i 3. W odsłonięciu 8 foliacja wykazuje niewielkie nachylenie ku ESE (Fig. 9a). Mylonit ma tam wygląd ciemnej drobnoblastycznej skały zawierającej jedynie małe, jasne porfiroklasty oraz soczewki i cienkie smugi kwarcowo-skaleniove o nieregularnym przebiegu. W obu odsłonięciach lineacja mineralna skalenia i lyszczyków oraz zmarszczkowanie są łagodnie zanurzone ku SSW (Fig. 9b).

W mylonitach z odsłoneń 7 i 8 bardzo dobrze zaznacza się wieźba typu S-C. Powierzchnie C podkreślone przez orientację lamin lyszczykowych odpowiadają głównej foliacji skały. Sigmoidalne powierzchnie S wyznacza położenie wydłużonych agregatów kwarcowych i kwarcowo-skaleniowych, pojedynczych spłaszczonego ziarn kwarcu i skalenia oraz blaszek biotyty. Na wieźbę typu S-C nakłada się ekstensyjny kliważ krenulacyjny wykształcony z różnym nasileniem. Miejscami staje się on dominującą strukturą w mylonicie. Powierzchnie kliważu są podkreślone przez cienkie warstewki biotyty. W mylonitach sporadycznie występują mikroskopowe fałdy śródfoliacyjne. Ich izoklinalne przeguby tworzą sfaldowane laminy kwarcowe.

Porfiroklasty występujące w mylonitach są plastycznie spłaszczone i zajmują położenie równoległe do

powierzchni foliacji lub powierzchni S w wieźbie S-C. Porfiroklasty plagioklasty są w różnym stopniu zastąpione przez agregat drobnych ziarn tego minerału. Przy wielu z nich występują asymetryczne "ogony". Część z porfiroklastów posiada również silnie asymetryczne cienie ciśnienia wypełnione przez biotyty lub kwarc. Porfiroklasty kordierytu zawierają smugi wrostków biotyty i kropłowatych inkluzji kwarcu, które są zorientowane odmiennie niż foliacja w ich otoczeniu. Porfiroklastom kordierytu towarzyszą cienie ciśnienia w których występują nagromadzenia biotyty (Fig. 3d), a czasami także fibrolitu. Duże ziarna kordierytu są niekiedy spękane, a ich części rozsunięte. Spękania wypełnia agregat biotyto-fibrolitowy. Pokruszona jest także część drobnych ziarn granatu.

Występowanie wieźby typu S-C, ekstensyjnego kliważu krenulacyjnego oraz asymetrycznych "ogonów" i cieni ciśnienia porfiroklastów dowodzi niekoaksjalnego charakteru deformacji mylonitów. Wymienione struktury deformacyjne świadczą zgodnie o lewoskrętnym zwrocie ścinania wzdłuż powierzchni foliacji o biegu NE-SW.

Mylonity z odsłoneń 9 i 10 w jarze Piekietko koło Niemczy

Foliacja w obu odsłonięciach zapada pod umiar-

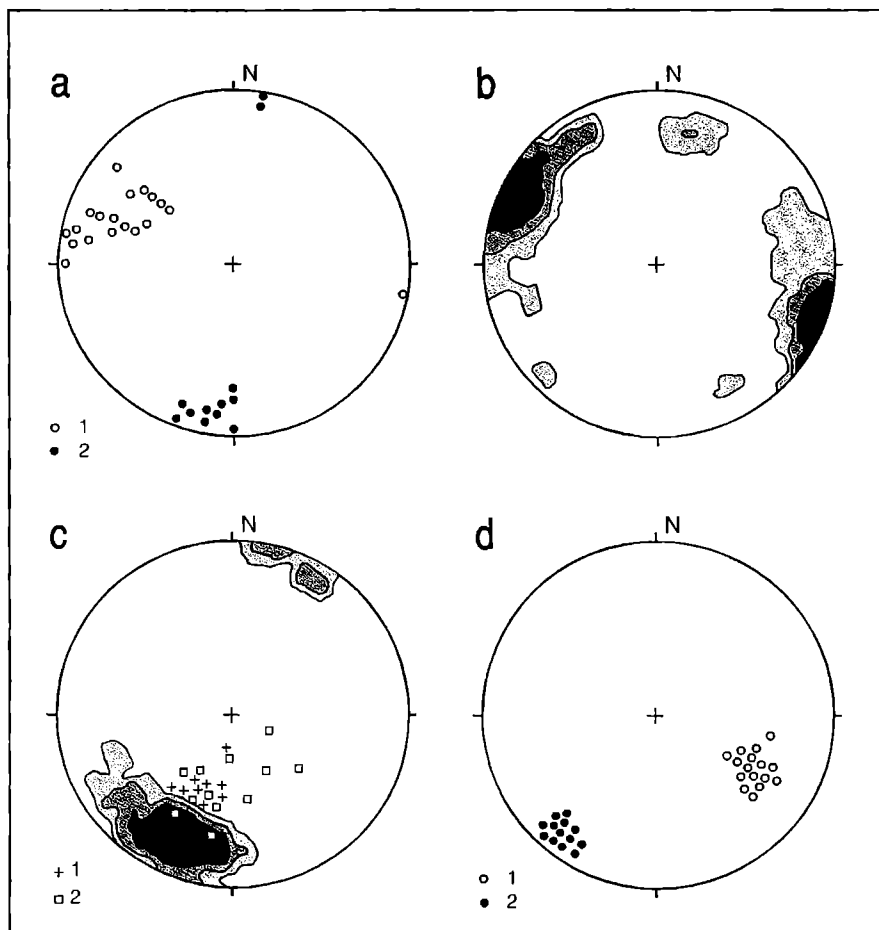


Fig. 10. Orientacja foliacji i lineacji mylonitów (odsłoneńcia 11 i 16) oraz łupków kwarcowo-grafitowych i gnejsów mylonitycznych (odsłoneńcia 15). Dolna półkula siatki Schmidta. Na wszystkich diagramach izolinie dla 1, 3 i 7% pomiarów na 1% powierzchni.

(a) – bieguny foliacji (1) i lineacja mineralna (2) w odsłoneńciu 11; (b) – foliacja w odsłoneńciu 15 (100 pomiarów, maksimum 22,0%); (c) – lineacja mineralna w odsłoneńciu 15 (66 pomiarów, maksimum 28,8%); oraz zmarszczkowanie (1) i osie fałdów (2); (d) – bieguny foliacji (1) i lineacja mineralna (2) w odsłoneńciu 16.

Attitude of foliation and lineation of the mylonites (exposures nos. 11, 16) and quartz-graphitic schists and mylonitic gneisses (exposure no. 16). Schmidt net, lower hemisphere, contours per 1% area: 1, 3 and 7% in all stereograms.

(a) – poles to foliation (1) and mineral lineation (2) in exposure 11; (b) – foliation in exposure 15 (100 measurements, max. 22.0%); (c) – mineral lineation in exposure 15 (66 measurements, max. 28.8%), crenulations of foliation (1) and fold axes (2); (d) – poles to foliation (1) and mineral lineation (2) in exposure no. 16.

kowanym kątem ku ESE (Fig. 9c). Jest to orientacja typowa dla mylonitów i gnejsów odsłaniających się w jarze Piekielko. W odsłoneńciu 9 foliację mylonitu podkreślają występujące naprzemian jasne laminy o przewadze skalenia i kwarcu oraz laminy ciemne o większej zawartości łyszczyków. Więźbę mylonitu z odsłoneńcia 10 charakteryzuje obecność dużej ilości porfiroklastów plagiokładu występujących w ciemnym tle skalnym. Koncentracje porfiroklastów tworzą warstewki, które podkreślają orientację foliacji. Lineację mylonitów, o łagodnym zanurzeniu ku SSW (Fig. 9d), wyznacza lineacja mineralna łyszczyków i skalenia (w odsłoneńciu 9).

W mylonitach z odsłoneńcia 9 dobrze zaznacza się więźba typu S-C. Jest ona wykształcona w obrębie laminy o większej zawartości łyszczyków. Powierzchnie C wyznacza orientacja cienkich warstewek biotytywych. Równoległe jest ułożona także część wydłużonych ziarn plagiokładu oraz agregatów kwarcowych. Dotyczy to szczególnie ziarn i agregatów o większych rozmiarach. Powierzchnie C są równoległe do głównej foliacji skały oraz laminacji. Powierzchnie S, występujące w obrębie mikrolitonów pomiędzy powierzchniami C, wyznacza orientacja części ziarn skalenia i agregatów kwarcowych oraz blaszek biotyty. W laminach o dużej zawartości skalenia i kwarcu

więźba S-C nie występuje. Laminy te charakteryzują się większymi, niż w ich otoczeniu, rozmiarami ziarn skalenia. Wydłużone ziarna są w ich obrębie równoległe do głównej foliacji skały. W mylonicie z różnym nasileniem występuje ekstensyjny kłiwaz krenulacyjny, który nakłada się na więźbę typu S-C. Powierzchnie kłiwazu są podkreślone przez cienkie warstewki biotyty.

W mylonicie z odsłoneńcia 10 ziarna skalenia mają owalne lub tabliczkowate kształty i są ułożone równoległe do foliacji. Przestrzenie między nimi wypełnia agregat znacznie mniejszych blastów kwarcu o suturowych granicach i falistym wygaszaniu światła. W laminach o znacznej zawartości łyszczyków występuje więźba typu S-C i ekstensyjny kłiwaz krenulacyjny. Plagioklasy są tam pokruszone na klasty mniejsze niż w laminach kwarcowo-skaleniowych.

Więźba mylonitów w obu odsłoneńciach świadczy o niekoaksjalnym charakterze deformacji. Kinematyczne wskaźniki zwrotu ścinania: więźba S-C, ekstensyjny kłiwaz krenulacyjny oraz asymetryczne cienie ciśnienia porfiroklastów dokumentują lewoskrętny zwrot ścinania.

Mylonity z odsłonięcia 11 na północ od Brodziszowa

W odsłonięciu 11 foliacja zapada pod dużym lub umiarkowanym kątem ku ESE (Fig. 10a). Lineacja mineralna lyszczyku i skalenia ma tam łagodne zanurzenie ku SSW (Fig. 10a). Foliację podkreślają nieregularne jaśniejsze i ciemniejsze laminy kwarcowo-skaleniowe i lyszczykowe. Sporadycznie są także widoczne izoklinalne przeguby fałdów śródfoliacyjnych o wielkości 1-2 cm. Tworzą je sfałdowane laminy kwarcowe lub lyszczykowe.

W mylonicie z odsłonięcia 11 plagioklaz tworzy drobne ostrokrawędziste ziarna, niekiedy silnie zsercytyzowane. Równoległe do foliacji przebiegają koncentracje drobnych ziarn granatu. W skale nie ma wyraźnych wskaźników pozwalających na ustalenie zwrotu ścinania.

Obok mylonitów w północnej części odsłonięcia 11 występuje także żyła granitu. Od południa ogranicza ją pionowy uskoki. Ku północy intruzywny kontakt granitu z mylonitami ma orientację w przybliżeniu poziomą.

Mylonity z odsłonięcia 12 koło Brodziszowa

Foliację mylonitu podkreśla naprzemianległe występowanie lamin kwarcowo-skaleniowych i kwarcowo-skaleniowo-lyszczykowych. W obrębie tych ostatnich (o miąższości do 2 cm) jest miejscami makroskopowo zauważalna więźba typu S-C. Zły stan odsłonięcia uniemożliwia pomiar orientacji struktur deformacyjnych.

W odsłonięciu 12 występuje także mylonit bez widocznej laminacji, zawierający liczne, owalne lub soczewkowate porfiroklasty plagioklazu. Lokalnie jest wykształcona więźba typu S-C. Powierzchnie C wyznaczają cienkie warstewki lyszczyków. Powierzchnie S podkreśla orientacja wydłużonych porfiroklastów skalenia i agregatów kwarcowych oraz opływających je lyszczyków. Część z dużych porfiroklastów skalenia jest ustawiona skośnie do foliacji. Ich cienie ciśnienia tworzą niekiedy struktury typu δ (Passchier & Simpson, 1986) wskazujące na rotację klastów.

Mylonity z odsłoneń 13 i 14 koło Brodziszowa

Foliację mylonitów podkreśla zróżnicowanie na laminy kwarcowo-skaleniowe i lyszczykowe. Granice lamin są często nieostre, a tekstura skały zmienia się na smużystą z ciemnymi smugami biotyty. W odsłonięciu 13 miejscami pojawiają się grubiej ziarniste soczewki lub warstewki kwarcowo-skaleniowe o większej miąższości (do 2 cm). W odsłonięciu 14 równoległe do foliacji są wydłużone duże agregaty muskowirowe (do 6-7 mm miąższości) o białym zabarwieniu. Zły stan odsłoneń uniemożliwia pomiar orientacji struktur deformacyjnych.

Gnejsy mylonityczne z odsłonięcia 15 na wzgórzu Buk

W dolnej części odsłonięcia na wzgórzu Buk występują skały o wyglądzie drobnoblastycznych gnejsów. Ich foliacja i lineacja wykazuje podobną orientację jak w sąsiadujących łupkach kwarcowo-grafitowych (Fig. 10b, c). Tektoniczny kontakt obu rodzajów skał, odsłonięty za pomocą szurfu, ma orientację 150/80 i jest równoległy do foliacji. W bezpośrednim sąsiedztwie kontaktu gnejsy mylonityczne są silnie zwietrzałe.

Foliację gnejsów podkreśla nieregularna laminacja. Laminy różnią się wielkością ziarna i zawartością biotyty. Równoległe do foliacji są zorientowane włókna fibrolitu. Plagioklasy tworzą ostrokrawędziste klasty i są zdeformowane w sposób kruchy. W skale występują domeny odróżniające się grubszym ziarnem i zbudowane z gnejsu nie wykazującego mylonityzacji.

Mylonity z odsłonięcia 16 na wschód od Sienic

Foliacja mylonitu w odsłonięciu 16 zapada ku NW pod umiarkowanym kątem (Fig. 10d). Lineacja mineralna biotyty zanurza się łagodnie ku SSW. Orientację foliacji podkreślają cienkie laminy i smugi biotyty. Grubsze laminy złożone w przewodzie ze skalenia i kwarcu przypominają drobnoblastyczny gnejs. W mylonicie dobrze zaznacza się więźba typu S-C. Definiując ją warstewki biotyty są grube i regularne na powierzchniach C, natomiast cieńsze i krótkie na powierzchniach S. Zgodnie z powierzchniami S układają się niektóre wydłużone ziarna plagioklazu i agregaty kwarcowo-skaleniowe. Sporadycznie jest widoczny ekstensyjny kliważ krenulacyjny.

Plagioklaz tworzy ostrokrawędziste, często popękane porfiroklasty. Przy niektórych są wykształcone asymetryczne "ogony" i cienie ciśnienia. Kinematyczne wskaźniki zwrotu ścinania: więźba typu S-C, ekstensyjny kliważ krenulacyjny, asymetryczne "ogony" i cienie ciśnienia porfiroklastów świadczą, że mylonity uległy lewoskrętnemu ścinaniu.

Mylonity z odsłonięcia 17 na wschód od Sienic

Zmylonityzowane gnejsy występują w zachodniej części kamieniołomu w Sienicach. Odróżniają się od towarzyszących im łupków lyszczykowych obecnością drobnych porfiroklastów oligoklazu. Ze względu na duże podobieństwo, makroskopowe odróżnienie występujących w tym odsłonięciu typów skał jest bardzo trudne. Wśród zmylonityzowanych gnejsów, równoległe do foliacji, przebiega żyła zdeformowanego diorytu. Należy ona przypuszczalnie do skał plutonicznych występujących w strefie Niemczy.

Foliacja mylonitów zalega prawie poziomo lub wykazuje niewielki upad ku NW (Fig. 11a). Makroskopowo podkreśla ją drobna laminacja. Grubsze la-

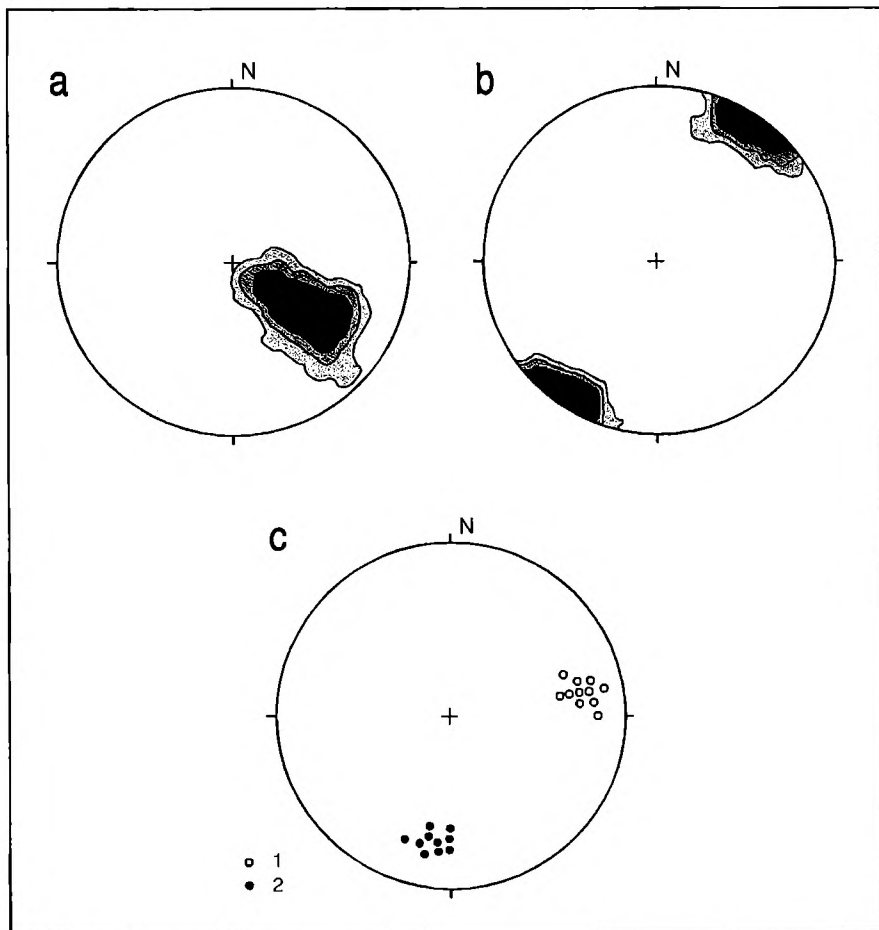


Fig. 11. Orientacja foliacji i lineacji w odsłonięciach nr 17 (mylonity i lupki lyszczykowe) i 19 (mylonity). Dolna półkula siatki Schmidta. Na wszystkich diagramach izolnie dla 1, 3 i 7% pomiarów na 1% powierzchni.

(a) – foliacja w odsłonięciu 17 (100 pomiarów, maksimum 30,0%); (b) – lineacja mineralna w odsłonięciu 17 (75 pomiarów, maksimum 52,0%); (c) – bieguny foliacji (1) i lineacja mineralna (2) w odsłonięciu 19.

Attitude of foliation and lineation in exposures nos. 17 (mylonites and mica schists) and 19 (mylonites) Schmidt net, lower hemisphere, contours per 1% area: 1, 3 and 7% in all stereograms.

(a) – foliation in exposure 17 (100 measurements, max. 30.0%); (b) – mineral lineation in exposure 17 (75 measurements, max. 52.0%); (c) – poles to foliation (1) and mineral lineation (2) in exposure 19.

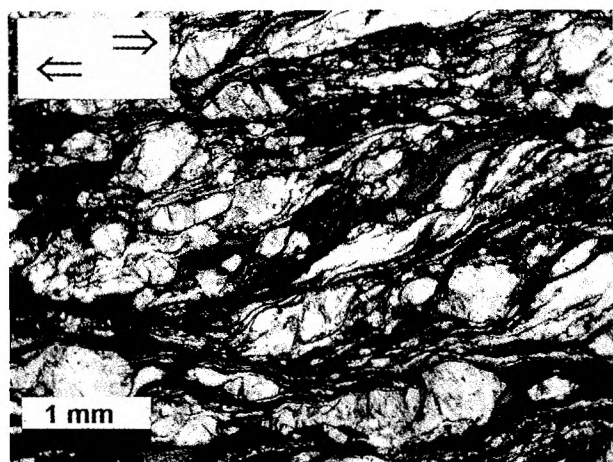


Fig. 12. Wieżba typu S-C w mylonicie z odsłonięcia 19 (szczyt wzgórza Strach koło Koźmic). Powierzchnie ścinania C przebiegają niemal poziomo, natomiast powierzchnie S ukośnie ku górnemu prawemu narożu zdjęcia. Zwrot ścinania wskazują strzałki.

S-C fabric in the mylonite from exposure no. 19 (the top of Strach Hill near Koźmic). C planes are horizontal, S planes run diagonally towards the upper right corner of the photo. Arrows indicate the sense of shear.

miny kwarcowo-skaleniuowo-lyszczykowe występują na przemian z cienkimi laminami biotytowymi. Lineacja mineralna lyszczyku i skalenia, wykształcona w mylonicie, ma niewielkie zanurzenie ku SW (Fig. 11b). Miejscami pojawia się także zmarszczkowanie skośne do lineacji mineralnej. Lineacji lyszczyku towarzyszy często lineacja intersekcyjna z przecięcia foliacji z kłiważem krenulacyjnym. Powierzchnie kłiważu wykazują z reguły niewielkie nachylenie. Foliację skał w odsłonięciu 17 deformują miejscami mezoskopowe fałdy o asymetrii wschodniej.

Przy niektórych porfiroklastach skalenia i granatu są wykształcone asymetryczne cienie ciśnienia. Miejscami jest także rozwinięty ekstensyjny kłiważ krenulacyjny. Zarówno cienie ciśnienia jak i kłiważ wskazują na ścinanie o zwrocie "górnemu ku SW". Makroskopowo zwrot ścinania pokazują kilkunastocentymetrowej szerokości "ryby foliacyjne".

Mylonity z odsłonięcia 18 na północny-wschód od Niemczy

Mylonit występujący w odsłonięciu 18 nie wykazuje makroskopowo wyraźnej laminacji. W jego obrębie spotykane są grubiej ziarniste soczewki gnejsu o jasnym zabarwieniu. Mają one miąższość do kilku

centymetrów i są zorientowane równoległe lub lekko skośnie do foliacji. Zły stan odsłonięcia uniemożliwia pomiar orientacji struktur deformacyjnych.

Mylonity z odsłonięcia 19 na wzgórzu Strach koło Koźmic

Foliacja w mylonitach na szczycie wzgórza Strach zapada pod dużym kątem ku W (Fig. 11c). Makroskopowo skały te nie wykazują laminacji. Lineacja mineralna łyszczyków zanurza się pod niewielkim kątem ku SSW (Fig. 11c).

W mylonicie bardzo dobrze zaznacza się więźba typu S-C (Fig. 12). Powierzchnie S i C wyznacza orientacja warstewek minerałów blaszkowych. Porfirokryształy plagioklaz oraz wydłużone agregaty kwarcowe są najczęściej ułożone równoległe do powierzchni S. Miejscami w mylonicie jest rozwinięty ekstensyjny kłiważ krenulacyjny (Fig. 13), który nakłada się na więźbę S-C.

Porfiroklasty skalenia mają kształty owalne lub oczkowe. Często są spękane i pokruszone. Przestrzenie pomiędzy przemieszczonymi fragmentami pokruszonych porfiroklastów wypełnia chloryt (Fig. 3a). Większość porfiroklastów posiada wyraźnie asymetryczne cienie ciśnienia wypełnione przez kwarc lub minerały blaszkowe. Przy niektórych występują także asymetryczne "ogony".

W mylonicie występują liczne struktury deformacyjne świadczące o niekoaksjalnym charakterze deformacji. Więźba typu S-C, ekstensyjny kłiważ krenulacyjny, asymetryczne "ogony" i cienie ciśnienia porfiroklastów oraz przemieszczenie fragmentów pokruszonych porfiroklastów zgodnie wskazują na lewoskrętny zwrot ścinania.

Łupki kwarcowo-grafitowe w okolicach Brodziszowa

Foliacja łupków kwarcowo-grafitowych (odsłonięcie 15) jest pionowa lub zapada pod dużym kątem ku NW lub SE (Fig. 10b). Makroskopowo foliację podkreśla orientacja lamin różniących się nieco zabarwieniem. Laminy złożone niemal wyłącznie z kwarcu i grafitu są ciemniejsze niż laminy zawierające dodatkowo muskowit i fibrolit. Miejscami laminy są lekko skośnie do foliacji lub stopniowo wyklinowują się.

Niektóre laminy kwarcowe w łupku z odsłonięcia 21 zawierają foliację skośną do granic lamin i głównej foliacji skały. Skośną foliację wyznacza równoległa orientacja wydłużonych subziarn na jakie dzielią się ziarna kwarcu tworzące laminę. Struktury takie stanowią kryterium wskazujące na niekoaksjalny charakter deformacji (Brunel, 1980).

Lineacja łupków kwarcowo-grafitowych zanurza się pod niewielkim kątem ku SSW (Fig. 10c). Jest to głównie lineacja jasnego łyszczyku. Miejscami na po-

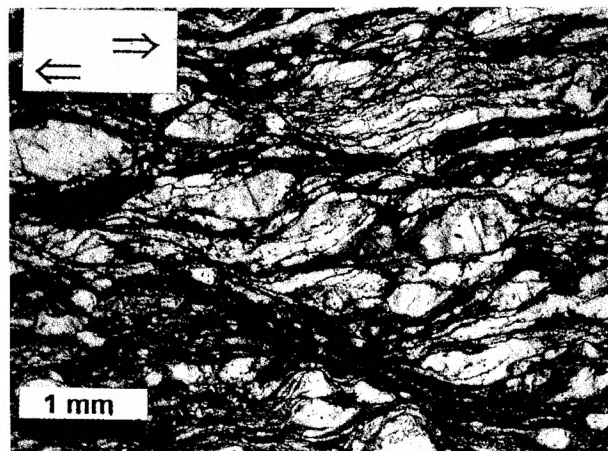


Fig. 13. Ekstensyjny kłiważ krenulacyjny w mylonicie z odsłonięcia 19 (szczyt wzgórza Strach koło Koźmic). Zwrot ścinania wskazują strzałki.

Extensional crenulation cleavage in the mylonite from exposure no. 19 (the top of Strach hill near Koźmic). Arrows indicate the sense of shear.

wierzchniach foliacji występuje zmarszczkowanie. Jest ono równoległe lub lekko skośnie do lineacji mineralnej.

Foliacja łupków kwarcowo-grafitowych jest zdeformowana przez liczne fałdy o przegubach równoległych lub skośnych do lineacji mineralnej. Osie fałdów skośnych do lineacji zapadają ku SSW pod kątem większym niż lineacja. Przeważają fałdy o umiarkowanym upadzie osi, ale niektóre z nich wykazują strome nachylenie (Fig. 10c). Geometria fałdów jest zróżnicowana od form szerokopromiennych o powierzchni osiowej prostopadłej do foliacji po wąskopromienne o powierzchni osiowej w przybliżeniu równoległej do foliacji.

Łupki łyszczykowe metamorfiku Niemczy-Kamieńca Żąbkowickiego na wschód od strefy Niemczy

Struktury deformacyjne w łupkach łyszczykowych występujących na wschód od strefy Niemczy (Fig. 1, 2) nie różnią się zasadniczo od struktur obserwowanych w mylonitach. Przy granicy z mylonitami foliacja łupków zapada pod umiarkowanym kątem na zachód. Jej upad maleje stopniowo ku wschodowi aż do położenia subhoryzontalnego (Fig. 2, 14). Foliację łupków podkreśla zróżnicowanie skały na naprzemianległe laminy łyszczykowe i kwarcowe. Lineacja mineralna łyszczyku wykształcona na powierzchniach foliacji ma łagodne nachylenie ku SW (Fig. 14).

Foliację łupków deformują liczne fałdy o przegubach w przybliżeniu równoległych do lineacji. Fałdy wykazują wyraźną wergencję ku E lub NE. W przegubach i w krótszych skrzydłach fałdów jest wykształcony kłiważ krenulacyjny. Orientację

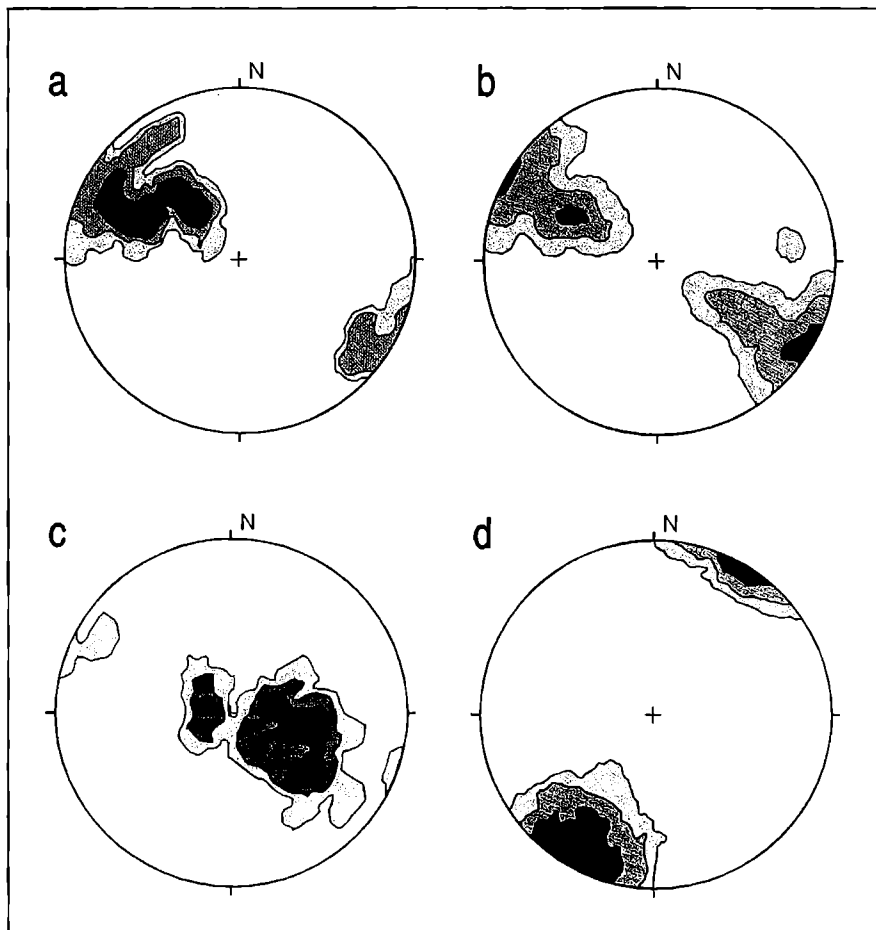


Fig. 14. Orientacja foliacji i lineacji w skalach strefy Niemczy i przyległych częściach bloku sowiogórskiego i metamorfiku Niemczy-Kamieniec Zabkowickiego. Dolna półkula siatki Schmidta. Na wszystkich diagramach izoliny dla 1, 3 i 7% pomiarów na 1% powierzchni.

(a) – foliacja w gnejsach wschodniej krawędzi bloku sowiogórskiego (60 pomiarów, maksimum 21,7%); (b) – foliacja w skalach strefy Niemczy (534 pomiary, maksimum 9,2%); (c) – foliacja w łupkach północnej części metamorfiku Niemczy-Kamieniec Zabkowickiego (70 pomiarów, maksimum 17,1%); (d) – lineacja mineralna na całym obszarze (580 pomiarów, maksimum 22,2%).

Attitude of foliation and stretching lineation in the rocks of the Niemcza Zone and adjacent parts of the Góry Sowie Block and the Niemcza-Kamieniec Zabkowicki Metamorphic Complex. Schmidt net, lower hemisphere, contours per 1% area: 1, 3 and 7% in all stereograms.

(a) – foliation in the gneisses of the eastern margin of the Góry Sowie Block (60 measurements, max. 21.7%); (b) – foliation in the rocks of the Niemcza Zone (534 measurements, max. 9.2%); (c) – foliation in the schists of the northern part of the Niemcza-Kamieniec Zabkowicki Metamorphic Complex (70 measurements, max. 17.1%); (d) – stretching lineation over the whole area (580 measurements, max. 22.2%).

powierzchni kliważu podkreśla ułożenie części minerałów blaszkowych oraz wydłużonych ziarn w agregatach kwarcowych.

W łupkach lyszczykowych (oprócz łupków z albitem w bezpośrednim sąsiedztwie mylonitów) występują porfiroklasty granatu i staurolitu. Ziarna granatu w niektórych próbkach są silnie spłaszczone i pokruszone. Porfiroklastom towarzyszą asymetryczne cienie ciśnienia, które wypełnia kwarc lub minerały blaszkowe. Niekiedy, części spękanych klastów są przemieszczone wzdłuż mikrouskoków i tworzą strukturę "półki z książkami". Miejscami w łupkach występuje ekstensyjny kliważ krenulacyjny.

Struktury obecne w łupkach lyszczykowych wskazują na podatny, niekoaksjalny charakter deformacji i związany z nią lewoskrętny zwrot ścinania. Przy subhoryzontalnym położeniu foliacji, powszechnym w znacznej części łupków, ścinanie ma zwrot "góru ku SW".

DYSKUSJA

Foliacja w mylonitach strefy Niemczy ma charakter penetratywny i przebiega w przybliżeniu równoległe do granic litologicznych. Wyraża ją najczęściej

jednakowa orientacja minerałów blaszkowych oraz niekiedy naprzemianległe występowanie lamin lyszczykowych i kwarcowo-skaleniovych. W mylonitach o widocznej więźbie typu S-C foliacja odpowiada powierzchniom C. Na powierzchniach foliacji występuje lineacja z rozciągania wykształcona jako lineacja mineralna lyszczyków i skalenia.

Foliacja ma bieg NNE-SSW i przeważnie stromy upad. Przy granicy z blokiem sowiogórskim jest ona równoległa do foliacji w przyległej części gnejsów i zapada pod dużym kątem na wschód (Fig. 14, 15). W miarę oddalania się na wschód od bloku sowiogórskiego upad foliacji wzrasta do pionowego, a następnie zmienia się na zachodni malejąc do około 50° przy granicy z łupkami lyszczykowymi metamorfiku Niemczy-Kamieniec Zabkowickiego (Fig. 14, 15). W obrębie łupków upad foliacji zmniejsza się dalej ku wschodowi aż do położenia subhoryzontalnego. Lineacja z rozciągania zanurza się w strefie Niemczy pod niewielkim kątem ku SSW. Podobnie jest zorientowana lineacja w przyległej części gnejsów sowiogórskich oraz sąsiadujących od wschodu łupkach lyszczykowych (Fig. 14).

Na niekoaksjalną deformację mylonitów wskazuje najczęściej obecność więźby typu S-C (Fig. 12), ekstensyjnego kliważu krenulacyjnego (Fig. 13), asyme-

trycznych ogonów porfiroklastów, asymetrycznych cieni ciśnienia (Fig. 3d), jak również ścięciowe przemieszczenia fragmentów pokruszonych porfiroklastów (Fig. 3a). Wszystkie te struktury wykazują konsekwentnie na lewoskrętny zwrot ścinania w trakcie mylonityzacji.

W mylonitach występują dwa rodzaje ziarn: porfiroklasty i ich pokruszone fragmenty oraz wchodzące w skład tła skalnego ziarna minerałów syndeformacyjnych, powstałych w czasie mylonityzacji. Porfiroklastami są duże ziarna plagioklastu, skałen potasowy, granat i kordieryt. Plagioklast zawiera 20 - 30% anortytu i najczęściej nie wykazuje budowy pasowej. Większość ziarn granatu jest wzbogacona w spessartyn w partiach brzeżnych. Dane Dziedzicowej (1987) sugerują, że w mylonitach może także występować kordieryt syn-, a nawet postdeformacyjny. Na wzrost niektórych kryształów kordierytu w trakcie deformacji wskazują występowanie w nich smug wrostków skośnych do foliacji. Minerale syndeformacyjne definiują powierzchnie foliacji i powierzchnie S więzby S-C. Są także obecne w cieniach ciśnienia oraz w spękania porfiroklastów. W strefie Niemczy występują dwa rodzaje mylonitów, różniące się zespołami minerałów syndeformacyjnych. Pierwszy z nich to mylonity z syndeformacyjnymi biotytem, fibrolitem, plagioklastem i kwarcem, a drugi to mylonity z chlorytem, muskowitem i kwarcem. Nigdzie nie zaobserwowaliśmy zastępowania jednego zespołu minerałów syndeformacyjnych przez drugi. Sugeruje to, że obydwa rodzaje mylonitów powstały jednocześnie, a odmienny skład chemiczny minerałów (Tab. 2 - 7) i ich paragenezy są wynikiem zróżnicowania temperatur w czasie mylonityzacji.

Obecność biotyty, fibrolitu, plagioklastu (20% an) i kwarcu wskazuje na metamorfizm w warunkach facji amfibolitowej. Wzajemne stosunki przestrzenne sugerują, że fibrolit powstawał kosztem biotyty. Występowanie syndeformacyjnego fibrolitu zastępującego biotytyt jest znane z wielu skał metamorficznych (Wintsch & Andrews, 1988). Zmienna zawartość tytanu w biotycie oraz różnice w stosunku $Fe/(Fe+Mg)$ w tym mineralu sugerują, że jego skład ustalał się w obu zbadanych próbkach w odmiennych warunkach. Wzrost zawartości spessartynu ku brzegom ziarn granatu stanowi zapis spadku temperatury, jakiemu poddany był ten minerał. Kordieryt ma skład typowy dla skał facji amfibolitowej.

Obliczenia temperatur w oparciu o rozdział żelaza i magnezu między granat i biotytyt w zakresie od 3 do 8 kbar dostarczają wartości powyżej 640°C, sprzecznych z obserwowanymi paragenezami mineralnymi (do obliczeń wykorzystaliśmy dane dotyczące mylonitów z odsłoneń 7 i 8; por. analizy 1, 2 i 3 w Tab. 3 oraz 1, 3 i 5 w Tab. 4). Podobnie nierealistyczne wyniki (temperatury powyżej 750°C i ciśnienia 8 - 10 kbar) otrzymać można obliczając wartości ciśnienia i

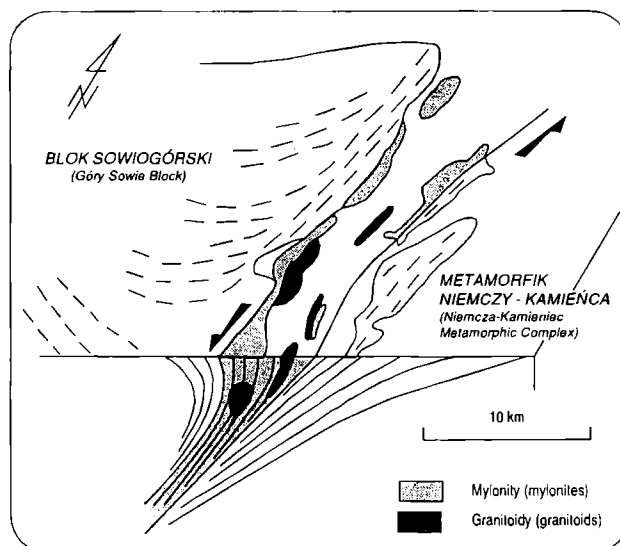


Fig. 15. Schematyczny przekrój geologiczny przez strefę Niemczy.

Schematic geological section across the Niemcza Zone.

temperatury w oparciu o paragenezę kordieryt-biotyt- Al_2SiO_5 -kwarc (np. analizy 4 w tab. 3 oraz 1 z tab. 5). Do obliczeń wykorzystaliśmy algorytmy Patino-Douce *et al.* (1993) uwzględniające obecność tytanu w biotycie, oraz analizy minerałów w sąsiadujących ze sobą punktach. Otrzymane wyniki dowodzą, że granat i kordieryt nie znalazły się w stanie równowagi chemicznej z otaczającym je drobnoziarnistym tłem skalnym. Sugeruje to, że epizod deformacyjny, który utworzył mylonity, był stosunkowo krótkotrwały, gdyż w większości skał zmetamorfizowanych regionalnie omawiane minerały osiągają stan równowagi.

Drugi zespół minerałów syndeformacyjnych, obejmujący chloryt, muskowit i kwarc jest charakterystyczny dla skał zmetamorfizowanych w warunkach facji zielenicowej. Towarzyszy im oligoklast, będący prawdopodobnie metastabilnym reliktem protolitu. W mylonitach zawierających ten zespół mineralny występują przerosty pakietów biotyty i chlorytu, a muskowit wykazuje wahania zawartości Si, Fe i Mg (np. mylonity z odsłoneń 2 i 20 - Tab. 6). Dowodzi to, że i tu epizod deformacyjny który utworzył mylonity był krótkotrwały, gdyż nie doszło do całkowitego zakończenia reakcji powstawania nowych minerałów i ujednoczenia ich składu. Oprócz muskowitu syndeformacyjnego, w skałach zawierających ten zespół mineralny obecny jest muskowit postdeformacyjny. Jego blaszki są ustawione niezgodnie z przebiegiem powierzchni S i C, a niższa zawartość TiO_2 sugeruje niższą temperaturę ich krystalizacji.

W okolicach Łagiewnik (odsłoneń 1, 2, 3 i 5) występują mylonity, w których porfiroklasty skałeni są intensywnie zsercytyzowane. Proces sercytyzacji musiał mieć miejsce u schyłku lub po ustaniu mylonityzacji. W przeciwnym razie zmiekkzone w wyniku

reakcji porfiroklasty nie mogłyby się zachować (White *et al.*, 1980). W skalach tych minerałami syndeformacyjnymi są muskowitz, chloryt, kwarc i plagioklaz. Występują w nich dwie generacje muskowitzu: syndeformacyjna (blaszki wyznaczające powierzchnie S i C) oraz postdeformacyjna (blaszki ustawione poprzecznie do powierzchni S i C). Wyraźnie niższa zawartość TiO_2 sugeruje, że muskowitz postdeformacyjny krystalizował w temperaturach niższych niż muskowitz syndeformacyjny. Krystalizacja muskowitzu postdeformacyjnego mogła być jednoczesna z serycytyzacją plagioklazu, prowadzącą do zmian jego składu. Wyjątek stanowi odsłonięcie nr 1, gdzie syndeformacyjne są fibrolity z biotytem, kwarc i obecnie całkowicie zserycytizowany skał.

Zróznicowanie wielkości ziarn oraz ilości i wielkości porfiroklastów świadczy o różnym stopniu odkształcenia mylonitów. Mylonity o wyższym odkształceniu charakteryzuje bardzo drobne ziarno, wyraźna laminacja oraz niewielka ilość porfiroklastów. Cechy takie wykazują niektóre mylonity z wąwozu Piekiełko (odsłonięcia 9, 10) i odsłonięcia 8 w okolicach Przystronia. Spadek wielkości deformacji wyraża się przez wzrost rozmiarów ziarn, zanik laminacji oraz zwiększenie ilości porfiroklastów (na przykład skały z odsłonięcia 19 na wzgórzu Strach koło Koźmic). Stopniowa zmiana więźby związana z malejącą wielkością odkształcenia wiąże się z przejściem mylonitów w gnejsy sowiogórskie. Przejścia takie są widoczne w jarze Piekiełko koło Niemczy (odsłonięcia 9, 10) oraz w pomiędzy izolowanymi pakietami gnejsów a ich otoczeniem w obrębie strefy Niemczy. Występowanie ciągłych przejść między gnejsami sowiogórkimi a mylonitami strefy Niemczy dokumentuje różne stadia procesu mylonityzacji. Pozwala to na stwierdzenie, że gnejsy stanowiły protolity, z którego powstały mylonity.

Zespół porfiroklastów występujących w mylonitach jest taki sam, jak zespół minerałów tworzących gnejsy, opisane przez Dziedzicową (1987) z przyległej części bloku sowiogórskiego. To również dowodzi, że protolitem mylonitów strefy Niemczy były gnejsy sowiogórskie. Wyjątek stanowi prawdopodobnie mylonit z odsłonięcia 12, zawierający porfiroklasty plagioklazu o budowie pasowej, typowej dla skał magmowych.

Znaczna redukcja wielkości ziarn w tle skalnym mylonitów w porównaniu z rozmiarami porfiroklastów oraz wielkością ziarn w gnejsach sowiogórskich dowodzi silnej dynamicznej rekrytalizacji w trakcie mylonityzacji. Potwierdza to zróznicowanie tła skalnego na drobne laminy kwarcowo-skaleninowe i lyszczkowe (Tullis *et al.*, 1982; Wise *et al.*, 1984; Lister & Snoke, 1984). Tło skalne występujące w mylonitach strefy Niemczy składa się głównie z kwarcu i plagioklazu. Tworzą one izometryczne ziarna niewielkich rozmiarów, pozbawione podziarn lub intensywnego

falistego wygaszania światła. Cechy te wskazują na zaawansowaną dynamiczną rekrytalizację tła (Nicoles, 1987).

Przedstawione w tej pracy wyniki badań są zgodne z interpretacją Scheumanna (1937), że skały strefy Niemczy stanowią mylonity powstałe z gnejsów sowiogórskich. Nie potwierdzają one poglądów Bederkego (1929) i Dziedzicowej (1987) o metasadowym pochodzeniu większości omawianych skał. Rezultaty naszych badań przeczą także jednoczesnemu rozwojowi struktur deformacyjnych we wschodniej części bloku sowiogórskiego oraz strefie Niemczy (Dziedzicowa, 1987). Foliacja dominująca w gnejsach powstała wcześniej od struktur penetracyjnych w mylonitach strefy Niemczy i w zmylonityzowanych łupkach lyszczkowych położonych na wschód od niej. Wykształcenie foliacji w gnejsach i mylonitach nie jest jednakowe. Orientację foliacji w gnejsach, obok laminacji, wyznacza ułożenie spłaszczonych ziarn skalenia. W mylonitach natomiast liczne porfiroklasty skalenia ułożone są zgodnie z powierzchniami S więźby S-C czyli skośnie do głównej foliacji tych skał. Przy wschodniej krawędzi bloku sowiogórskiego foliacja gnejsów uległa przypuszczalnie reorientacji w efekcie przemieszczeń przesuwczych w strefie Niemczy. Foliacja wygina się tam (Bederke, 1929) zmieniając swój bieg z WNW-ESE na równoległy do strefy Niemczy (Fig. 1, 16). Geometria tego wygięcia jest zgodna ze stwierdzonym w mylonitach lewoskrętnym zwrotem ścinania. Główna faza metamorfizmu w gnejsach wschodniej krawędzi bloku sowiogórskiego i łupkach metamorfiku Niemczy-Kamieńca Ząbkowickiego wyprzedzała, naszym zdaniem, metamorfizm związany z mylonityzacją. Uzasadniony wydaje się natomiast pogląd Dziedzicowej (1963, 1987), iż szczytowy metamorfizm w strefie Niemczy wyprzedzał w czasie intruzje skał plutonicznych.

Mylonity strefy Niemczy powstały w wyniku niekoaksjalnej deformacji związanej z regionalnym przemieszczeniem przesuwczym o lewoskrętnym zwrocie. Deformacja ta była zlokalizowana w podatnej strefie ścinania przebiegającej w gnejsach przy wschodniej krawędzi bloku sowiogórskiego. Orientacja foliacji w strefie Niemczy wskazuje, że strefa ta zapada ku WNW pod blok sowiogórski (Fig. 15). Obecna wschodnia granica strefy Niemczy odpowiada przypuszczalnie wschodniej granicy bloku sprzed mylonityzacji.

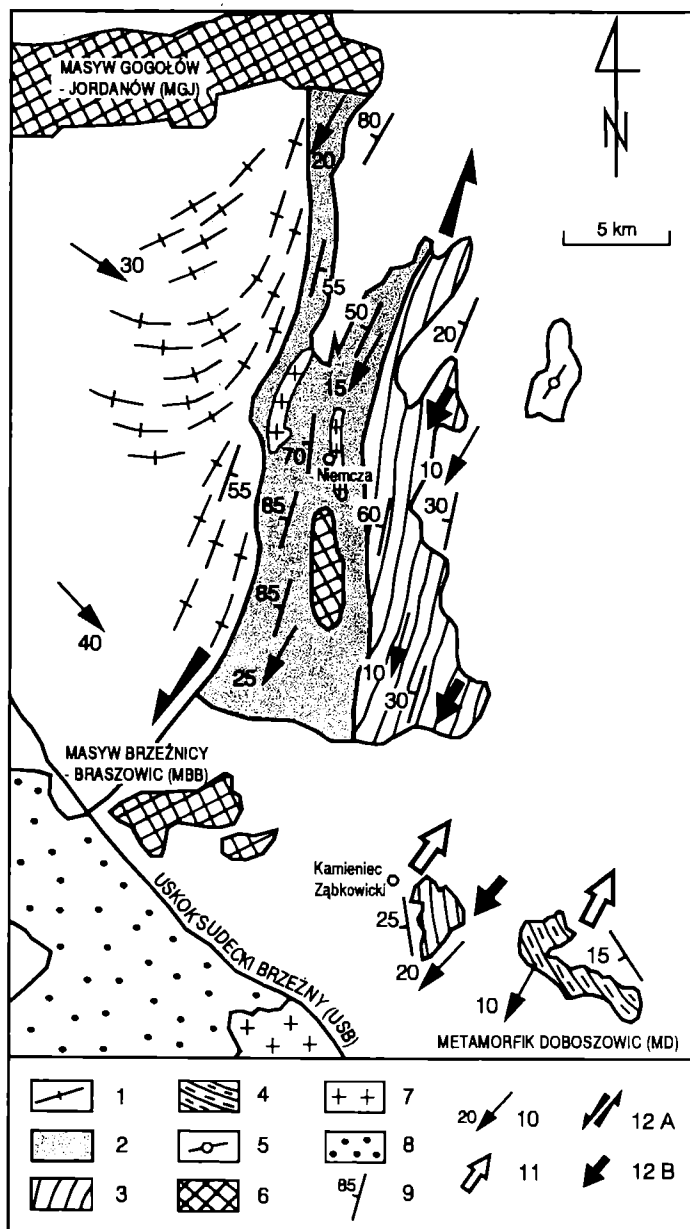
Górna granica czasu trwania mylonityzacji w strefie Niemczy jest ograniczona przez wiek nie dotkniętych mylonityzacją późno-syntektonicznych granodiorytów datowanych na 338 ± 4 mln lat metodą U-Pb na cyrkonach (Oliver *et al.*, 1993). W świetle tych danych wiek protolitu skał strefy Niemczy określony przez Dziedzicową i Górecką (1965) na przedział górny wizen-dolny namur nie wydaje się realistyczny. Paragenezę opisaną przez te autorki w badanych

Fig. 16. Schematyczna mapa tektoniczna wschodniego obrzeżenia bloku sowiogórskiego.

1 – gnejsy sowiogórskie, 2 – mylonity strefy Niemczy, 3 – łupki metamorfiku Niemczy-Kamieńca Ząbkowickiego, 4 – gnejsy metamorfiku Doboszowic, 5 – gnejsy metamorfiku Wzgórz Strzebińskich i Lipowych, 6 – serpentynity, 7 – granity, 8 – skały osadowe struktury bardzkiej, 9 – orientacja foliacji, 10 – orientacja lineacji z rozciągania, 11 – zwrot ścinania (góra w kierunku wskazywanym przez strzałkę) podczas deformacji poprzedzającej mylonityzację, 12 – zwrot ścinania w trakcie mylonityzacji: A – w skałach strefy Niemczy o stromym położeniu foliacji, B – w skałach metamorfiku Niemczy-Kamieńca Ząbkowickiego o niewielkim nachyleniu foliacji (góra w kierunku wskazywanym przez strzałkę).

Tectonic sketch map of the eastern margin of the Góry Sowie block.

1 – the Góry Sowie gneisses, 2 – mylonites of the Niemcza Zone, 3 – schists of the Niemcza-Kamieniec Ząbkowicki Metamorphic Complex, 4 – gneisses of the Doboszowice Metamorphic Complex, 5 – gneisses of the Wzgórz Strzebińskie and Wzgórz Lipowe Metamorphic Complex, 6 – serpentinites, 7 – granites, 8 – sedimentary rocks of the Bardo Basin, 9 – attitude of foliation, 10 – attitude of stretching lineation, 11 – shear sense (top in the direction indicated by arrow) during the pre-mylonitic deformation, 12 – shear sense during the mylonitization: A – in the rocks of the Niemcza Zone with steep foliation, B – in the rocks of the Niemcza-Kamieniec Ząbkowicki metamorphic complex with gently dipping foliation (top in the direction indicated by arrow); MD – Doboszowice Metamorphic Complex, MBB – Brzeźnica-Braszowice Massif, MGJ – Gogołów-Jordanów Massif, USB – Sudetic Marginal Fault



przez nie skałach jest charakterystyczna dla wysokotemperaturowej odmiany mylonitów. Wskazuje to na wiek metamorfizmu wspomnianych skał zgodny z wiekiem mylonityzacji w strefie Niemczy czyli przed ~338 mln lat.

Łupki kwarcowo-grafitowe występujące na wzgórzu Buk i w innych miejscach w okolicach Brodziszowa (odsłonięcia 15, 20 i 21) są niewątpliwie zmetamorfizowanymi skałami osadowymi. Zostały one włączone wspólnie z gnejsami w obręb strefy Niemczy. Obecnie trudno jest wskazać na źródło ich pochodzenia. W taki sam sposób w strefie Niemczy znalazły się także amfibolity i serpentynity występujące wśród mylonitów. Na podstawie dzisiaj dostępnych danych (Białek *et al.*, 1994) nie można wykluczyć, że przynajmniej część amfibolitów strefy Niemczy jest odpowiednikiem amfibolitów znanych z

bloku sowiogórskiego.

Można sądzić, że łupki łyszczykowe metamorfiku Niemczy-Kamieńca Ząbkowickiego, występujące na wschód od strefy Niemczy, uległy mylonityzacji w trakcie tej samej deformacji, która doprowadziła do zmylonityzowania gnejsów sowiogórskich. Odróżniają się one od zmylonityzowanych gnejsów obecnością porfiroklastów czystego albitu, występowaniem ilmenitu, wyraźnie niższą zawartością TiO_2 w biotycie i większą stałością składu chemicznego muskowitu. Dominująca lineacja z rozciągania ma w mylonitach strefy Niemczy i przyległych łupkach podobną orientację (NNE-SSW), a wskaźniki kinematyczne świadczą o jednakowym zwrocie ścinania w trakcie mylonityzacji (lewostronnym lub "góra na SSW"). Wyraźnie niekoaksjalny charakter deformacji dokumentuje w łupkach łyszczykowych występowanie ekstensyjnego

kliważu krenulacyjnego, asymetrycznych ogonów i cieni ciśnienia porfiroklastów oraz struktur typu "półka z książkami".

Po zakończeniu mylonityzacji w strefie Niemczy miała miejsce młodsza deformacja związana ze ścinaniem o prawoskrętnym zwrocie. Zaznaczyła się ona w odsłonięciu 2 koło Łągiewnik oraz w późno-syntektonicznych granodiorytach z Koźmic. Te ostatnie zarejestrowały dominujący prawoskrętny zwrot ścinania (Puziewicz, 1992). Geneza fałdów występujących w strefie Niemczy (odsłonięcia 2 i 15) oraz w sąsiadujących od wschodu zmylonityzowanych łupkach metamorfiku Niemczy-Kamieńca Ząbkowickiego mogła wiązać się ze wspomnianym młodszym etapem deformacji. Interpretacja taka pozwala wyjaśnić, jednolitą na całym obszarze, wschodnią wergencję fałdów. Nie można jednak wykluczyć, że przynajmniej część fałdów powstała w końcowej fazie mylonityzacji. Jednocześnie z fałdami wykształciło się zmarszczkowanie, kóre w części odsłonięć jest skośne do głównej lineacji (odsłonięcia 1, 2, 4, 5, 15, 17).

Granicę między zmylonityzowanymi gnejsami a zmylonityzowanymi łupkami lyszczykowymi wyznaczyliśmy głównie w oparciu o kryteria petrograficzne, gdyż makroskopowo skały te są niekiedy bardzo podobne do siebie. Za charakterystyczną cechę zmylonityzowanych gnejsów uznaliśmy występowanie porfiroklastów oligoklazu o zawartości 20-30% an oraz, w niektórych miejscach, fibrolitu. Obecność oligoklazu i niekiedy fibrolitu powoduje, że skały występujące w okolicach Sienic (odsłonięcia 16, 17 i 18) uznaliśmy za zmylonityzowane gnejsy. Dotychczas były one określane jako łupki lyszczykowe. W południowej części opisywanego przez nas obszaru występowanie gnejsów sowiogórskich stwierdzono w otoczeniu i podłożu masywu serpentynitowego Szklar (Niśkiewicz, 1967). Dokonany przez nas przegląd rdzeni wiertniczych dowodzi, że gnejsy te są w znacznej części zmylonityzowane. Uzasadnia to umieszczenie wschodniej granicy występowania mylonitów strefy Niemczy na wschód od masywu Szklar (Fig. 16).

Ku południowi strefa Niemczy kontynuuje się na wschód od masywu gabrowo-serpentynitowego Braszowic-Brzeźnicy (Fig. 16). Skały określane jako "metalupki strefy Niemczy" stwierdzono w otworach wiertniczych zlokalizowanych we wschodniej osłonie masywu (Gajewski, 1974). Strefy poddane silnej deformacji występują także w gabrach tworzących jego wschodnią część (Dziedzicowa, 1988).

Ku północy na przedłużeniu strefy Niemczy położony jest wschodni skraj masywu Gogołów-Jordanów (Fig. 16). W profilach otworów wiertniczych zlokalizowanych na NE od Łągiewnik (Borek Strzeleński i Przeclawice) skały kompleksu ultrabazytowego i towarzyszące im gnejsy są miejscami poddane intensywnej mylonityzacji i kataklazie (Jerzmański, 1991).

W terenie położonym na wschód od strefy Niemczy lineacja z rozciągania zanurza się ku SSW pod niewielkim kątem (Fig. 16). W metamorfiku Doboszwic wskaźniki kinematyczne definiują przemieszczenie o zwrocie "góra na NNE" przy połogiej orientacji foliacji (Mazur & Puziewicz, dane niepubl.). Jest ono przeciwne niż przemieszczenie ("góra na SSW") zarejestrowane w zmylonityzowanych łupkach sąsiadujących od wschodu ze strefą Niemczy (Fig. 16). Transport tektoniczny ku NNE prawdopodobnie wyprzedził w czasie mylonityzację łupków (Mazur & Puziewicz, dane niepubl.). W okolicach Kamieńca Ząbkowickiego (Fig. 1, 16) łupki gruboblastyczne z kinematycznymi wskaźnikami zwrotu ścinania "góra na NNE" występują obok łupków drobnoblastycznych ze wskaźnikami "góra na SSW" (Józefiak, 1994). Mylonityzacja w strefie Niemczy była zatem związana z lewoskrętnym przemieszczeniem pomiędzy blokiem sowiogórskim a położonym na wschód od niego obszarem metamorfiku sięgającym aż po zachodnią granicę strefy kulmowej. Blok sowiogórski charakteryzuje się przeważającym "zachodniosudeckim" (WNW-ESE) biegiem lineacji i głównych struktur, podczas gdy na wschód od niego lineacja i dominujący trend strukturalny ma orientację NNE-SSW (Fig. 16).

Stwierdzony przez nas lewoskrętny zwrot ścinania w strefie Niemczy (Mazur & Puziewicz, 1992; niniejsza praca) jest zgodny ze zwrotem postulowanym w pracach Cymermana (1993) oraz Cymermana i Piasieckiego (1994). Jednak, w przeciwieństwie do poglądów tych autorów, naszym zdaniem mylonityzacja w strefie Niemczy nie wiązała się z główną fazą tektono-metamorficznej ewolucji orogenu i umiejscowieniem hipotetycznych terranów. Sądzymy natomiast, iż miała ona charakter późno-orogeniczny i zlokalizowana była w strefie ścinania młodszej niż struktury tektoniczne występujące w przemieszczanych przez nią fragmentach górotworu. Pogląd ten znajduje potwierdzenie w wieku $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblendy z granitoidów strefy Niemczy oznaczonym na ± 340 mln lat (Dallmeyer, inf. ustna) i ± 332 mln lat (Steltenphol *et al.*, 1993). Wyniki te mieszczą się w przedziale 328,7-341,1 mln lat wyznaczonym przez wiek hornblend z amfibolitów południowo-wschodniej krawędzi Masywu Czeskiego (Dallmeyer *et al.*, 1992). Wiek $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblendy wyznacza moment schłodzenia zawierających ją skał do temperatury $\sim 500^\circ\text{C}$. W SE części Masywu Czeskiego schłodzenie to jest interpretowane jako efekt późno-orogenicznej ekstensji i związanego z nią kolapsu grawitacyjnego (Dallmeyer *et al.*, 1992). Można zatem przypuszczać, że lewoskrętne przemieszczenia w strefie Niemczy, były młodsze niż podatne, synmetamorficzne nasunięcia ku NE, które obserwuje się praktycznie na całej wschodniej krawędzi Masywu Czeskiego (Matte *et al.*, 1990; Schulmann *et al.*, 1991; Fritz & Neubauer, 1993).

ZAKOŃCZENIE

Przedstawione rezultaty naszych badań interpretujemy, przyjmując, że występujące w strefie Niemczy skały metamorficzne, których głównymi składnikami są plagioklaz, kwarc i lyszczyki lub chloryt, są mylonitami powstałymi z gnejsów sowiogórskich. Wśród mylonitów można wyróżnić dwie równoległe odmiany: wysokotemperaturową, która powstała w warunkach facji amfibolitowej, oraz niskotemperaturową, utworzoną w warunkach facji zieleńcowej.

W oparciu o dane przedstawione w niniejszej pracy proponujemy, aby zasięg jednostki geologicznej określanej jako "strefa Niemczy" rozciągnąć na cały obszar występowania zmylonityzowanych gnejsów. Obszar ten obejmuje w całości skały zaliczane dotychczas do strefy Niemczy (Bederke, 1929; Dziedzicowa, 1987), a także znaczną część skał z okolic Sienic i Piotrówka Niemczańskiego, włączanych poprzednio przez tych autorów do metamorfiku Niemczy-Kamieńca Zabkowickiego. Do strefy Niemczy należą również masyw serpentynitowy Szklar wraz z otaczającymi go gnejsami i mylonitami.

Mylonity strefy Niemczy powstały w podatnej, lewoskrętnej, przesuwczej strefie ścinania przebiegającej wzdłuż wschodniej krawędzi bloku sowiogórskiego. Mylonityzacja w tej regionalnej strefie ścinania objęła również występujące dalej na wschód łupki północnej części metamorfiku Niemczy-Kamieńca Zabkowickiego.

Podziękowania

Pracę wykonano w ramach projektu badawczego nr 6-P201-027 04 finansowanego przez Komitet Badań Naukowych w latach 1993-1994. Dane dotyczące łupków kwarcowo-grafitowych zostały zebrane dzięki dotacji na działalność statutową Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego w r. 1992 (poz. II-7). Prof. J. Niśkiewiczowi z Uniwersytetu Wrocławskiego dziękujemy za udostępnienie nam archiwalnych materiałów wiertniczych z masywu serpentynitowego Szklar i jego otoczenia, możliwe dzięki dotacji na działalność statutową Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego w latach 1992 i 1993, poz. V-1. Krytyczne uwagi dr P. Aleksandrowskiego i prof. T. Oberc-Dziedzic z Uniwersytetu Wrocławskiego pomogły ulepszyć końcową wersję tekstu.

LITERATURA CYTOWANA - REFERENCES

Badura, J. & Dziemiańczuk, E., 1981. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000. Arkusz Zabkowice Śląskie*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Bialek, D., Pin, C. & Puziewicz, J., 1994. Preliminary data on amphibolites of the northern part of the Niemcza Zone (Sudetes, SW Poland). *Miner. Polon.*, 25(1): 3 - 13.

Bederke, E., 1929. Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau

Mitteleuropas. *Geol. Rundsch.*, 20: 186 - 205.

Bell, T. H. & Etheridge, M. A., 1973. Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, 6: 337 - 348.

Berezowska, B., Grocholski, W. & Trepka, S., 1971. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000. Arkusz Łągiewniki*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Brunel, M., 1980. Quartz fabrics in shear zone mylonite: evidence for a major imprint due to late strain increments. *Tectonophysics*, 64: 33 - 44.

Cwojdzinski, S. & Walczak-Augustyniak, M., 1983. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000. Arkusz Niemcza*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Ciukszo, B., Puziewicz, J., 1992. Petrology and mineralogy of the Kawia Góra quartzo-feldspathic schists (Niemcza Region, Lower Silesia, Poland). *Miner. Polon.*, 23(2): 53 - 66.

Cymerman, Z., 1993. Pozycja tektoniczna jednostki sowiogórskiej - uwagi do modelu niezakorzenionych waryscyjskich płaszczowin krystalicznego podłoża na Dolnym Śląsku. *Prz. Geol.*, 1: 27 - 31.

Cymerman, Z., Piasecki, M., A., J., 1994. The terrane concept in the Sudetes, Bohemian Massif. *Kwart. Geol.*, 38(2): 191 - 210.

Dallmeyer, R. D., Neubauer, F. & Höck, V., 1992. ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral age controls on the chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the Southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian Zones). *Tectonophysics*, 210: 135 - 153.

Dziedzicowa, H., 1963. "Syenity" strefy Niemczy. Syenites of the Niemcza Zone. *Arch. Miner.*, 24(2): 5 - 109.

Dziedzicowa, H., 1966. Seria łupków krystalicznych na wschód od strefy Niemczy w świetle nowych badań. The schists series east of the Niemcza Zone in the light of new investigations. In: *Z geologii Ziemi Zachodnich, J. Oberc, red., Wrocław*: 101 - 118.

Dziedzicowa, H., 1985. Variscan rejuvenation of the Precambrian gneisses along the eastern margin of the Góry Sowie massif, Fore-Sudetic Block. *Krystalinikum*, 18: 7 - 27.

Dziedzicowa, H., 1987. Rozwój strukturalny i metamorfizm we wschodnim obrzeżeniu gnejsów Gór Sowich. Structural development and metamorphism in the region east of the Góry Sowie gneissic massif. *Acta Univ. Wratisl. 788, Prace Geol. Mineral.*, 10: 221 - 247.

Dziedzicowa, H., 1988. Dynamic recrystallization in gabbroic rocks, Braszowice, Fore-Sudetic Block. *Bull. Pol. Ac.: Earth Sci.*, 36: 197 - 208.

Dziedzicowa, H. & Górecka, T., 1965. On the occurrence of metamorphosed Carboniferous rocks in the Niemcza Zone, Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Geol. Geogr.*, 13(2): 161 - 165.

Finckh, L., 1925. *Erläuterungen zur Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Lauterbach*. Berlin. pp. 1 - 60.

Fritz, H. & Neubauer, F., 1993. Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. *Geol. Rundsch.*, 82: 556 - 565.

Gajewski, Z., 1974. Masyw serpentynitowy Grochowa-Braszowice i jego znaczenie surowcowe. Grochowa-Braszowice Serpentinite Massif and its importance as a source of raw materials. *Biul. Inst. Geol.*, 280: 49 - 74.

Jerzmański, J., 1991. Nowo wykryte ciała bazytów i ultrabazytów w okolicy masywu Ślęży na bloku przedsudeckim. New basite and ultrabasite bodies in the Ślęża Massif vicinity on the Fore-Sudetic Block. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 367: 87 - 104.

Józefiak, D., 1994. Nowe dane o łupkach lyszczykowych okolic Kamieńca Zabkowickiego (Dolny Śląsk). *P. T. Min.- Prace specjalne, Zeszyt 5*: 116 - 118.

Lister, G. S. & Snoke, A. W., 1984. S-C mylonites. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 617 - 638.

Matte, P.H., Maluski, H., Rajlich, P. & Franke, W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics*, 177: 151 - 170.

Mazur, S. & Puziewicz, J., 1992. Mylonitic zone E of the Góry Sowie (Sudetes) gneissic block: A boundary between the Saxo-Thuringicum and Moravo - Silesicum? *Abstracts of the 7th Geological*

- workshop: Styles of Superposed Variscan Nappe Tectonics. Kutna Hora*: p. 24.
- Meister, E., 1932. *Erläuterungen zur Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Gnadentfrei*. Berlin. pp. 1 - 90.
- Nicolas, A., 1987. *Principles of rock deformation*. Riedel, Dordrecht. pp. 1 - 208.
- Niškiewicz, J., 1967. Budowa geologiczna masywu Szklar (Dolny Śląsk). Geological structure of the Szklary Massif (Lower Silesia). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37: 387 - 414.
- Oliver, G. J. H., Corfu, F., & Krogh, T. E., 1993. U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *Journal of Geological Society, London*, 150: 355 - 369.
- Passchier, C. W. & Simpson, C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8: 831 - 844.
- Patino-Douce, A. E., Johnston, A.D. & Rice, J. M., 1993. Octahedral excess mixing properties in biotite: A working model with applications to geobarometry and geothermometry. *Amer. Miner.*, 78: 113 - 131.
- Pouchou, J. L. & Pichoir, J., 1984. A new model for quantitative X-ray microanalysis. *Recher. Aerospat.*, 3: 167 - 192.
- Puziewicz, J., 1992. Geneza granodiorytu z Koźmic (strefa Niemczy, Dolny Śląsk). Origin of the Koźmic granodiorite (Niemcza Zone, Lower Silesia, Poland). *Arch. Miner.*, 47(2): 95 - 141.
- Scheumann, K. H., 1937. Zur Frage nach dem Vorkommen von Kilm in der Nimptscher Kristallinzone. *Zeitschr. für Krist., Miner. Petr. Abt B: Miner. Petr. Mitt.*, 49: 216 - 240.
- Schulmann, K., Ledru, P., Autran, A., Melka, R., Lardeaux, J. M., Urban, M. & Lobkowicz, M., 1991. Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: A kinematic interpretation. *Geol. Rundsch.*, 80: 73 - 92.
- Steltenpohl, M. G., Cymerman, Z., Krogh, E. J. & Kunk, M. J., 1993. Exhumation of eclogitized continental basement during Variscan lithospheric delamination and gravitational collapse, Sudety Mountains, Poland. *Geology*, 21: 1111 - 1114.
- Teisseyre, H., Smulikowski, K. & Oberc, J., 1957. *Regionalna geologia Polski. T. 3, z. 1. Sudety. Utwory przedtrzcziorzędowe*. PTG Kraków. pp. 1 - 300.
- Tietze, O., 1919. *Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Nimptsch*. Preuß. Geolog. Land., Berlin.
- Tullis, J., Snoke, A. W. & Todd, W. R., 1982. Penrose Conference Report: Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology*, 10: 227 - 230.
- White, S. H., Burrows, S. E., Carreras, J., Shaw, N. D. & Humphreys, F. J., 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Jour. Struct. Geol.*, 2: 175 - 187.
- Wintsch, R. P. & Andrews, M. S., 1988. Deformation induced growth of sillimanite: "Stress" minerals revisited. *Jour. Geol.*, 96: 143 - 161.
- Wise, D. U., Dunn, D. E., Engelder, J. T., Geiser, P. A., Hatcher, R. D., Kish, S. A., Odom, A. L. & Schamel, S., 1984. Fault-related rocks: Suggestions for terminology. *Geology*, 12: 391 - 394.
- Wójcik, L., 1968. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000. Arkusz Ciepłowodny*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- (1929), Meister (1932) and Dziedzicowa (1985, 1987) rocks outcropping in the Niemcza Zone are metasediments. However, Scheumann (1937) considered these rocks as the mylonitized gneisses of the Góry Sowie Block. The aim of our paper is to present new data on the origin of rocks of the Niemcza Fault Zone and to define more precisely its eastern boundary.

Geological setting and previous studies

Dark, fine-grained and strongly foliated rocks predominate in the Niemcza Fault Zone. These contain minor intercalations of the gneisses, amphibolites and quartzo-graphitic schists and numerous small intrusions of granitoids and syenitoids/dioritoids (Fig. 2). The Szklary Serpentinite Massif is located in the southern part of the NFZ.

Foliation in the NFZ trends NNE-SSW and is generally steeply dipping (Fig. 2). Stretching lineation plunges gently towards the SSW. Similar orientation is displayed by lineation in the neighbouring parts of the Góry Sowie Block and Niemcza-Kamieniec Metamorphic Complex.

According to Finckh (1925), Bederke (1929) and Meister (1932), the rocks of the NFZ experienced only a low grade metamorphism. The local increase of the metamorphic grade was due to the thermal effect of the magma intrusions (Bederke, 1929; Meister, 1932). A mineral assemblage including garnet, cordierite, fibrolite, andalusite, biotite, muscovite, plagioclase (An₂₄₋₄₀), K-feldspar and garnet was described by Dziedzicowa (1987) in the rocks of the NFZ. The gneisses of the eastern margin of the Góry Sowie Block contain a mineral assemblage with cordierite, sillimanite, garnet and, locally, andalusite and kyanite (Dziedzicowa, 1987). The mica schists east of the NFZ contain garnet, staurolite and scarce andalusite and kyanite (Dziedzicowa, 1966).

Dziedzicowa & Górecka (1965) reported Upper Visean - Lower Namurian microspores in the rocks of the NFZ. However, the U-Pb age of zircons from the late-syntectonic granodiorite in Koźmice (Fig. 2) was determined at 338 ± 4 Ma (Oliver *et al.*, 1993). Hornblende from the same rock and the adjacent Niemcza granodiorite was dated, using the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method, at ~340 Ma (R. D. Dallmeyer, pers. comm.) and ~332 Ma (Steltenpohl *et al.*, 1993).

Bederke (1929) considered the NFZ as a shallow tectonic graben filled with metasediments. According to Scheumann (1937), the NFZ is a major fault zone comprising mylonitized gneisses and plutonic rocks. Scheumann based his concept on observations from the Piekietko ravine west of the town of Niemcza where a continuous transition from the gneisses to mylonites is visible. Mazur & Puziewicz (1992), Cymerman (1993) and Cymerman & Piasecki (1994) interpreted the NFZ as a strike-slip sinistral shear zone.

Petrography

The mylonites of the NFZ consist mainly of plagioclase and quartz with biotite or chlorite and/or muscovite. Subordinate garnet and fibrolite are common. In some places cordierite is a principal rock-forming mineral. Biotite is locally accompanied by significant amounts of opaques. In some mylonites plagioclase is intensely sericitized.

The mylonites are composed of porphyroclasts and very fine-grained matrix, in varying proportions. The most common porphyroclasts are plagioclase (Fig. 3a), and sometimes garnet (Fig. 3b), K-feldspar (Fig. 3c) and cordierite (Fig. 3d). The matrix is locally banded. Two mineral assemblages occur in the matrix of the mylonites. The first comprises quartz, oligoclase, biotite and sillimanite (Fig. 4), while the second consists of quartz, chlorite and muscovite. There is no substitution between the two.

In some places (e. g. the Piekietko ravine, cf Table 1) the mylonites gradually pass into the Góry Sowie gneisses. This is seen as a grain-size increase, the disappearance of the fine-grained matrix and a decrease in the amount of fibrolite. The gneisses, close to the NFZ, have a grain-size 1 - 2 orders of magnitude larger, and contain no fibrolite.

Plagioclase in the cordierite-bearing mylonites is unzoned and contains 18 - 23% of anorthite (Table 2). The composition of plagioclase

Summary

Mylonites of the Niemcza Fault Zone

Stanisław Mazur & Jacek Puziewicz

Introduction

The Niemcza Fault Zone (NFZ) (Scheumann, 1937; Teisseyre *et al.*, 1957) is longitudinally aligned along the eastern margin of the Góry Sowie Block (Fig. 1). Towards the east the Niemcza Zone borders on the mica schists of the Niemcza-Kamieniec Metamorphic Complex (NKMC). According to Finckh (1925), Bederke

class porphyroclasts is similar to that of matrix grains. Biotite is often overgrown with numerous fine needles of fibrolite. The latter may also occur in pressure shadows of cordierite. Biotite contains variable amounts of TiO_2 (1.7 - 3.8 wt %) and is characterized by an $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ ratio of 0.58 - 0.68 (Table 3). Garnet is almandine-rich (~75%; Table 4). Cordierite is characterized by an $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ ratio of 0.41 - 0.46 and Na_2O content of 0.25 - 0.50 wt % (Table 5). Fabrics of the mylonites containing no cordierite and those bearing cordierite are similar.

The mylonites occurring in the vicinity of Łagiewniki contain plagioclase porphyroclasts which are completely (Fig. 5) or partially sericitized. Biotite is replaced by muscovite-chlorite intergrowths (Fig. 6). The accompanying minerals are quartz, muscovite and chlorite. Plagioclase contains 22-30% of anorthite (Table 2). Muscovite forms two kinds of plates: smaller ones, parallel to the foliation ($\text{Si} \sim 6.3$, $\text{TiO}_2 \sim 1.0 - 1.2$ wt %; Table 6), and larger, perpendicular to the foliation, poor in titanium (~0.1 - 0.3 wt %; Table 6). Chlorite is present as equal amounts of its Fe and Mg end-members (Table 7).

Some of the muscovite and/or chlorite bearing mylonites (e.g. those from the summit of Strach hill near Koźmice, cf Table 1) contain unaltered porphyroclasts of plagioclase (An_{24-28} ; Table 2) and garnet (~70 % of almandine; Table 4). Their matrix consists mainly of quartz, muscovite, chlorite and muscovite-chlorite intergrowths replacing biotite. The relics of biotite are sparsely visible (Table 3). The muscovite forms two kinds of plates: those containing 0.4-0.9 wt % of TiO_2 are ragged and smaller, whereas those with 0.4 wt % of TiO_2 are larger and well formed (Table 6). The chlorite contains 0.4-0.5 mole % of its iron end-member (Table 7).

Deformation

Tectonic structures were studied in 21 localities within the Niemcza Fault Zone (Fig. 2): 18 of mylonites and 3 of quartz-graphitic schists. Several representative exposures of the mica schists were also examined in the northern part of the Niemcza - Kamieniec Complex.

Foliation in the mylonites is penetrative and parallel to lithological boundaries. It is defined by parallel oriented grains of phyllosilicates and, in many places, by alternation of thin quartzo-feldspatic and micaceous layers. In mylonites with an S-C fabric, foliation is parallel to the C planes. A distinct stretching lineation on the foliation planes is outlined by the alignment of micas.

Foliation in the mylonites near the boundary of the Góry Sowie Block is consistent with the foliation in gneisses and dips steeply to the east. Moving eastwards, the dip of the foliation changes through vertical to moderate to the west, at the boundary with the NKMC mica schists (Figs 14, 15). In the mica schist complex, the inclination of the foliation decreases eastwards up to subhorizontal orientation. The stretching lineation in the NFZ, on the eastern margin of the Góry Sowie Block and in the NKMC mica schist plunges gently to the SW (Figs 14, 16). The orientation of foliation and lineation in particular localities is shown in Figures 7-11.

Non-coaxial deformation is unambiguously evidenced by numerous kinematic indicators in the mylonites. The most frequent are: S-C fabric (Fig. 12), extensional crenulation cleavage (Fig. 13), asymmetric tails around porphyroclasts, asymmetric pressure shadows and displaced broken crystals. All these indicators consistently document a sinistral sense of shear during mylonitization on NE trending planes. The sense of shear was estimated in 13 exposures of mylonites (1-10, 16-17, 19).

Tectonic structures in the NKMC mica schists east of the NFZ (Fig. 2) are roughly similar to those in the NFZ mylonites. The non-coaxial deformation of the mica schists is documented by extensional crenulation cleavage, asymmetric pressure shadows of porphyroclasts and book-shelf structures. These kinematic indicators show a mutually consistent sinistral and the top-to-SW sense of shear on steep and subhorizontal foliation, respectively.

Highly strained mylonites are very fine-grained, intensely foliated, display distinct lamination and contain scarce porphyroclasts.

A decrease of strain is manifested by the increasing number of porphyroclasts, lack of lamination, less intense foliation and increase of grain-size. The gradual evolution of fabric, controlled by a decrease of strain, is related to the continuous transition from the mylonites to the gneisses. Such a transition can be traced in the Piekicko ravine west of the town of Niemcza.

The best exposures in which folds can be observed are localities 2 (mylonites) and 15 (quartzo-graphitic schists). Folds display an east or north-east sense of asymmetry, as in the mica schist complex. Their hinges are parallel or oblique to the stretching lineation. Crenulation cleavage, parallel to the fold axial planes, is developed in the hinges and in the shorter limbs of the folds. Cleavage planes are usually subhorizontal or slightly inclined. The occurrence of small crenulations parallel or oblique to the mineral lineation is characteristic of many exposures.

The mylonitization was followed by subsequent dextral shearing. The evidence for this post-mylonitic deformation was documented in exposure 2. The predominant dextral sense of shear was also experienced by the late-syn-tectonic granodiorite near Koźmice (Puziewicz, 1992).

Discussion

According to our results, the rocks of the Niemcza Fault Zone are mylonites derived from the Góry Sowie gneisses. The mylonites were produced by ductile non-coaxial deformation related to the regional strike-slip displacement between the Góry Sowie Block and the block of crystalline basement extending to the east, up to the western boundary of the Culm basin. This deformation was localized in the sinistral shear zone longitudinally aligned along the present eastern margin of the Góry Sowie Block. The attitude of the foliation suggests that the shear zone was inclined to the W or WNW beneath this block (Fig. 15).

The upper age limit for mylonitization in the Niemcza Zone is constrained by the age of the late-syn-tectonic granodiorite from Koźmice (Fig. 2). This was dated at 338 ± 4 Ma using the U-Pb method on zircons (Oliver *et al.*, 1993).

The mineral assemblage found as porphyroclasts in the mylonites is similar to that described by Dziedzicowa (1963, 1987) in the gneisses from the eastern margin of the Góry Sowie Block. Part of the mylonites (exposures 4, 6, 7-18) contains a syndeformational mineral assemblage indicative of mylonitization under amphibolite facies conditions (oligoclase, biotite, fibrolite). The syndeformational chlorite and muscovite in other parts (exposures 1-3, 5, 19) is suggestive of mylonitization under the pressures and temperatures typical of greenschist facies. Thus, the mylonitization took place under variable conditions and both low- and high-temperature mylonites were produced in different parts of the NFZ. The intensely sericitized feldspar porphyroclasts and post-deformational, low- TiO_2 muscovite in the mylonites occurring near to Łagiewniki presumably originated during post-deformational alteration.

The quartzo-graphitic schists in the vicinity of Brodziszów (localities 15, 20 and 21) are undoubtedly metamorphosed sediments of unknown derivation. They were incorporated together with the gneisses into the regional Niemcza Fault Zone. A similar explanation could be applied to the presence of the amphibolites and serpentinites in the NFZ.

The mylonitic fabric of the NKMC mica schists east of the NFZ was produced during the same deformation which brought about the mylonitization of the Góry Sowie gneisses. This is indicated by the similar attitude of the stretching lineation, and the consistent sense of shear, in both the mylonitized Góry Sowie gneisses and NKMC mica schists.

The boundary between the mylonitized gneisses and mica schists was defined mainly on the basis of petrographic observations. The characteristic feature of the mylonitized gneisses is the occurrence of oligoclase porphyroclasts (An_{20-30}) and, in places, fibrolite. According to these criteria, the rocks between Sieniec and Niemcza (localities 16-18), previously described as the mica schists (Tietze, 1919; Dziedzicowa, 1966; Wójcik, 1968; Berezowska *et al.*, 1971) are interpreted here as mylonitized gneisses as well.

In the southern part of the NFZ, the Góry Sowie gneisses occur around the Szklary Serpentinite Massif (Niškiewicz, 1967). The drill-cores, examined by the present authors, show that the main part of these gneisses are mylonitized. Therefore, the authors delimit the eastern boundary of the NFZ eastwards of the Szklary Massif (Fig. 2).

The Góry Sowie Block is characterized by the predominantly WNW-ESE lineation trend whereas the whole area east of the NFZ displays the NNE-SSW attitude of lineation. In the Doboszowice Metamorphic Complex (Fig. 16), kinematic indicators document a dominant top-to-NNE sense of shear on the slightly or moderately inclined foliation (Mazur & Puziewicz, unpubl. data). The opposite sense of shear (top-to-SSW) is typical of the mylonitized mica schists east of the NFZ (Fig. 16). The mylonitization presumably post-dated the NNE-directed tectonic transport. In the vicinity of the town of Kamieniec Żabkowicki (Fig. 16), two varieties of the mica schists were found (Józefiak, 1994). The coarse-grained schists are characterized by the top-to-NNE kinematic indicators whereas the fine-grained ones by the top-to-SSW sense of shear.

The present authors consider the Niemcza Fault Zone as a late-orogenic shear zone overprinting the eastern margin of the Góry Sowie Block. The mylonitization post-dated the origin of the NNE-SSW trending structures in the area east of the NFZ. Our interpretation is consistent with the age of hornblende from the granitoids of the NFZ, dated at ± 340 Ma (R. D. Dallmeyer, pers. comm.) and ± 332 Ma (Steltenpohl *et al.*, 1993). These dates are comparable with the age of hornblende from the amphibolites of the SE part of the Bohemian Massif. The latter were dated in the range of 328.7 - 341.1 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1992). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of hornblende corresponds to the moment of cooling below a temperature of $\sim 500^\circ\text{C}$.

In the SE part of the Bohemian Massif, this cooling is considered as the consequence of a gravitational collapse related to the late-orogenic extension (Dallmeyer *et al.*, 1992). This paper suggests that the sinistral displacement in the NFZ has followed the phase of NE-directed tectonic transport characteristic of the entire eastern margin of the Bohemian Massif (Matte *et al.*, 1990).

Final remarks

The results of this study indicate that the metamorphic rocks of the Niemcza Fault Zone, composed mainly of plagioclase, quartz, micas and chlorite, are mylonites derived from the Góry Sowie gneisses. These mylonites can be subdivided into high and low temperature varieties formed simultaneously under amphibolite and greenschist facies conditions, respectively.

On the basis of the presented data the present authors define the Niemcza Fault Zone as a geological unit comprising mylonites derived from the Góry Sowie gneisses. Its eastern boundary corresponds to the eastern boundary of the Góry Sowie Block before mylonitization. Besides the area previously considered as the NFZ (Bederke, 1929; Dziedzicowa, 1987), the extent of this unit includes outcrops of the mylonites between Sienice and Niemcza (Fig. 2). Until now these rocks were interpreted as mica schists of the Niemcza-Kamieniec Metamorphic Complex (Bederke, 1929; Dziedzicowa, 1987). The Szklary Serpentinite Massif together with its surrounding gneisses and mylonites also belongs to the NFZ.

The mylonites of the Niemcza Fault Zone developed in a strike-slip sinistral shear zone aligned along the eastern margin of the Góry Sowie Block. The same deformation produced the mylonitic fabric of the NKMC mica schists east of the NFZ.